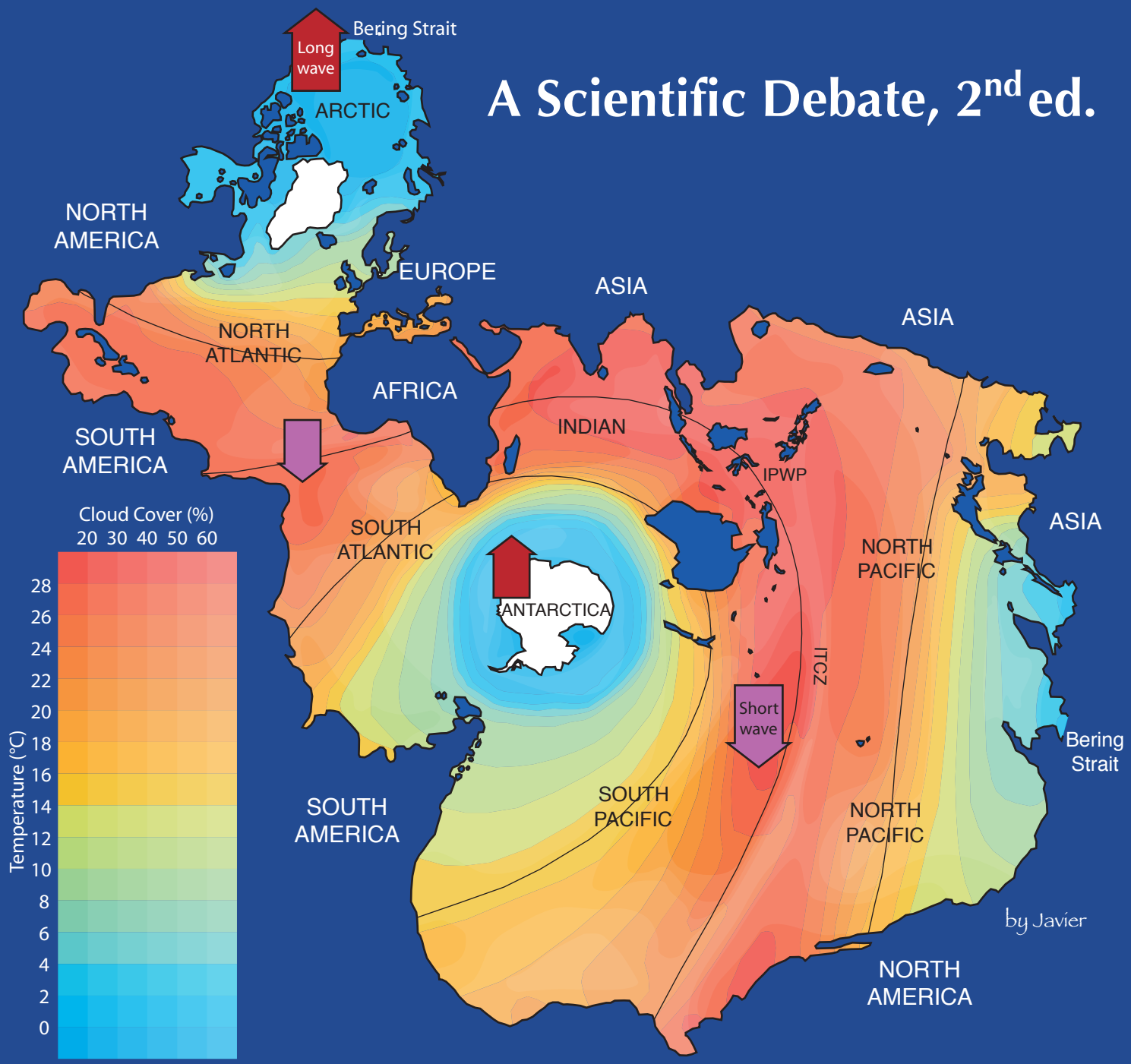
Climate of the Past, Present and Future

A Scientific Debate, 2nd ed.



Javier Vinós

Foreword by Judith Curry

El clima del pasado, presente y futuro

Un debate científico, 2ªed.

Javier Vinós

Critical Science Press
Madrid
2022

Traducción automática del original en inglés. El autor y la editorial no se hacen responsables de los muchos errores que contiene. Referirse siempre a la edición original en inglés. Se permite su distribución gratuita.

Copyright© 2022 Javier Vinós
Algunos derechos reservados

Reconocimiento-NoComercial 4.0 Internacional (CC BY-NC 4.0)
jvinos.climate@gmail.com

Imagen de portada: Proyección oceánica continua de Spilhaus que muestra la temperatura media de la superficie del mar entre 1955 y 2012 en un intervalo de contorno de 2° C según Locarnini RA, Mishonov AV, Antonov JI et al (2013) World Ocean Atlas 2013. Volume 1: Temperature. En: Levitus S & Mishonov A (eds) NOAA Atlas NESDIS 73. Global annual afternoon cloudiness derived from observations from the Aqua satellite (NASA). ©Autor 2022. Algunos derechos reservados. CC BY-NC 4.0

Publicado por Critical Science Press
ISBN: 978-84-125867-1-8 (eBook)

A mis padres, José Antonio y María del Carmen, y a mis hijos, Blanca y Miguel. Que la antorcha del conocimiento y el progreso pase a la siguiente generación.

ÍNDICE

PRÓLOGO
PRÓLOGO
ABREVIATURAS
1. INTRODUCCIÓN
   Cuestiones pendientes en materia de cambio climático
2. EL CICLO GLACIAR
   2.1 Introducción
   2.2 Teoría de Milankovitch
      2.2.1 Excentricidad
      2.2.2 La oblicuidad
      2.2.3 Precesión
      2.2.4 Interpretación moderna de la teoría de Milankovitch
   2.3 Problemas de la teoría de Milankovitch
      2.3.1 La transición de mediados del Pleistoceno
      2.3.2 El problema de los 100 años de edad
      2.3.3 El problema de la causalidad
      2.3.4 El problema de la asimetría
      2.3.5 El problema de los 41 kyr
   2.4 Pruebas de que el ritmo interglaciar no sigue un ciclo de 100 kyrs
   2.5 Pruebas de que la oblicuidad, y no la precesión, determina el ritmo de los interglaciares
      2.5.1 La oblicuidad controlaba las glaciaciones antes de la transición del Pleistoceno medio
      2.5.2 Los interestadios siguen bajo el control de la oblicuidad
      2.5.3 La temperatura muestra una clara respuesta a los cambios en la insolación 70-90° relacionados con la oblicuidad
      2.5.4 La temperatura responde mal a los cambios de insolación ligados a la precesión
      2.5.5 La temperatura muestra una mejor concordancia de fase con la oblicuidad
      2.5.6 Los cambios de temperatura coinciden casi perfectamente con los cambios de oblicuidad
      2.5.7 Los interglaciares muestran una duración coherente con los ciclos de oblicuidad
      2.5.8 Los interglaciares acelerados por la oblicuidad resuelven todos los problemas de la teoría de Milankovitch
   2.6 El ciclo glaciar de 100 años
   2.7 Determinación de los interglaciares del último millón de años
   2.8 La energía estival como forzante relevante de la insolación
   2.9 Interglaciares de duración atípica
   2.10 Papel de la oblicuidad en el ciclo glaciar
   2.11 Papel del CO2 en el ciclo glaciar
   2.12 Conclusiones
3. EL CICLO DANSGAARD-OESCHGER
   3.1 Introducción
   3.2 Oscilaciones de Dansgaard-Oeschger
   3.3 Oscilaciones de Dansgaard-Oeschger en el registro antártico
   3.4 ¿Tiene periodicidad el ciclo de Dansgaard-Oeschger?
   3.5 Condiciones del ciclo Dansgaard-Oeschger
   3.6 El Bølling-Allerød y el Younger Dryas como parte del ciclo Dansgaard-Oeschger
   3.7 Teoría consensuada del ciclo Dansgaard-Oeschger y sus retos
   3.8 Explicación mecanicista del ciclo Dansgaard-Oeschger
   3.9 Los ciclos de mareas como explicación del mecanismo de activación de Dansgaard-Oeschger
   3.10 Conclusiones
4. VARIABILIDAD CLIMÁTICA HOLOCENA
   4.1 Introducción
   4.2 Tendencia climática general del Holoceno
   4.3 El controvertido papel de los gases de efecto invernadero durante el Holoceno
   4.4 El óptimo climático del Holoceno
   4.5 La transición de mediados del Holoceno y el final del Periodo Húmedo Africano
   4.6 El periodo neoglaciar

- 4.7 La variabilidad climática del Holoceno
- 4.8 Los eventos Bond y otros eventos climáticos abruptos
- 4.9 Los ciclos milenarios del Holoceno
- 4.10 Conclusiones

5. EL CICLO BRAY DE 2500 AÑOS
   - 5.1 Introducción
   - 5.2 El ciclo climático biológico de 2500 años
   - 5.3 El ciclo climático glaciológico de 2500 años
   - 5.4 El ciclo climático atmosférico de 2500 años
   - 5.5 El ciclo climático oceánico de 2500 años
   - 5.6 El ciclo climático hidrológico de 2500 años
   - 5.7 El ciclo de 2500 años de la temperatura
   - 5.8 El ciclo de 2500 años de la variabilidad solar
   - 5.9 Hallstatt de 2.300 años frente a Bray de 2.500 años
   - 5.10 La relación solar-clima
   - 5.11 Efecto de la variabilidad solar en el clima
   - 5.12 Conclusiones
6. EL EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO ABRUPTO EN LAS SOCIEDADES HUMANAS DEL PASADO
   - 6.1 Introducción
   - 6.2 Los mínimos solares del ciclo de Bray de 2500 años
   - 6.3 El evento de 10,3 kyr. La Oscilación Boreal
   - 6.4 El complejo climático de 8,2 kyr
   - 6.5 El evento de 7,7 kyr. La transición Boreal/Atlántica
   - 6.6 El evento de 5,2 kyr. La transición del Holoceno medio y el inicio del periodo neoglaciar
   - 6.7 El evento de 2,8 kyr. El mínimo subboreal/subatlántico
   - 6.8 El evento de 0,5 kyr. La Pequeña Edad de Hielo
   - 6.9 Efectos climáticos de los grandes mínimos solares
   - 6.10 Conclusiones
7. EL ESQUIVO CICLO HOLOCENO DE 1500 AÑOS
   - 7.1 Introducción
   - 7.2 ¿Qué debemos esperar de un ciclo de 1500 años del Holoceno?
   - 7.3 La periodicidad de 1500 años durante el Holoceno
   - 7.4 El ciclo oceánico de 1500 años
   - 7.5 El ciclo atmosférico de 1500 años
   - 7.6 El evento de 4,2 kyr
   - 7.7 Tormentas, hielo a la deriva y efectos de las mareas
   - 7.8 Fin de la confusión sobre el ciclo de 1500 años
   - 7.9 Conclusiones
8. CICLOS SOLARES CENTENARIOS A MILENARIOS
   - 8.1 Introducción
   - 8.2 El ciclo solar milenario de Eddy
   - 8.3 El ciclo solar de de Vries de 210 años
   - 8.4 El ciclo solar de Gleissberg de 88 años
   - 8.5 Otras periodicidades solares
   - 8.6 Los ciclos solares Feynman de 100 años y Pentadecadal de 50 años
   - 8.7 Interrelación de los ciclos solares
   - 8.8 Conclusiones
9. GASES DE EFECTO INVERNADERO Y CAMBIO CLIMÁTICO
   - 9.1 Introducción
   - 9.2 Hacia una teoría del clima basada en el efecto invernadero
   - 9.3 Cambios atmosféricos pasados y evolución del clima
     - 9.3.1 La paradoja del Sol tenue
     - 9.3.2 El clima del Fanerozoico
     - 9.3.3 El termostato propuesto para la Tierra
     - 9.3.4 Clima cenozoico
     - 9.3.5 Ciclos climáticos del Fanerozoico
   - 9.4 Forzamiento radiativo y efecto antropogénico
   - 9.5 Retroalimentaciones climáticas

9.6 La hipótesis del CO2 en el cambio climático
9.7 Atribución del cambio climático
9.8 Conclusiones
10. EL TRANSPORTE MERIDIONAL, UNA PROPIEDAD CLIMÁTICA FUNDAMENTAL MODULADA POR EL SOL
10.1 Introducción
10.2 Transporte planetario de energía por la atmósfera
10.3 Transporte de calor en el invierno ártico por la atmósfera
10.4 El Niño/Oscilación Austral como parte del sistema de transporte meridional, modulado por el Sol
10.5 El Sol, la modulación QBO y ENSO del acoplamiento estratosfera-troposfera
10.6 El transporte meridional de momento
10.7 Conclusiones
11. EL TRANSPORTE MERIDIONAL Y EL PAPEL DE LA VARIABILIDAD SOLAR EN EL CAMBIO CLIMÁTICO
11.1 Introducción
11.2 Efectos volcánicos en el transporte meridional
11.3 La oscilación de alrededor de 65 años y la hipótesis de la onda estadio
11.4 El cambio climático de 1997-98
11.5 La modulación del clima mundial por el transporte meridional
11.6 La búsqueda de una controvertida conexión entre el sol y el clima
11.7 La hipótesis del guardián invernal
11.8 Un esbozo de climatología planetaria
11.9 Conclusiones
12. EL CALENTAMIENTO GLOBAL MODERNO
12.1 Introducción
12.2 El Calentamiento Global Moderno es coherente con los ciclos climáticos del Holoceno
12.3 El Calentamiento Global Moderno está dentro de la variabilidad del Holoceno
12.4 El Calentamiento Global Moderno coincide con un aumento de la actividad solar
12.5 El Calentamiento Global Moderno muestra una respuesta inusual de la criosfera
12.6 Niveles de CO2 extremadamente inusuales durante el último cuarto del Calentamiento Global Moderno
12.7 Relación entre los niveles de CO2 y la temperatura durante el Calentamiento Global Moderno
12.8 Variación uniforme del nivel del mar durante el Calentamiento Global Moderno
12.9 El Calentamiento Global Moderno y la hipótesis del CO2
12.10 Atribución del calentamiento global moderno
12.11 Conclusiones
13. 21(13. CAMBIO CLIMÁTICO DEL SIGLO XX
13.1 Introducción
13.2 Cambios en las emisiones de CO2 y en los niveles atmosféricos
13.3 Cambios en los combustibles fósiles
13.4 Cambios en la actividad solar
13.5 Un gran mínimo solar a mediados del siglo XXIes altamente improbable
13.6 Cambios en la anomalía de la temperatura media global en superficie
13.7 Consecuencias para el hielo marino del Ártico
13.8 Consecuencias para el aumento del nivel del mar
13.9 Otras consecuencias del cambio climático en el siglo XXI
13.10 Proyecciones
14. LA PRÓXIMA GLACIACIÓN
14.1 Introducción
14.2 Evolución interglaciar
14.3 Estudiar el futuro mirando al pasado
14.4 El MIS 11c es un mal análogo del Holoceno
14.5 La hipótesis del largo interglaciar
14.6 La cola gorda del tiempo de ajuste del CO2 antropogénico
14.7 El inicio de los glaciares en el Holoceno
14.8 La próxima glaciación
14.9 Conclusiones
BIBLIOGRAFÍA
GLOSARIO

PRÓLOGO

A finales del verano de 2014 recorrí en solitario elCamino de Santiago desde los Pirineos hasta Santiago de Compostela, cerca de la costa atlántica. Se trata de una antigua ruta de peregrinación que tuvo su apogeo durante el Periodo Cálido Medieval y decayó con la peste negra, pero que ha vivido un renacimiento moderno como ruta espiritual y cultural europea que ahora es Patrimonio de la Humanidad de la UNESCO. Recorrí 750 km en un mes, desde el yacimiento arqueológico de Atapuerca, famoso por sus restos *de Homo antecessor* y *neanderthalensis*, hasta la arquitectura medieval del norte de España. Tenía mucho que pensar tras la reciente muerte de mis padres en menos de dos años. ¿Qué clase de mundo estamos dejando a nuestros hijos y a sus hijos? En los largos días en "El Camino" tuve mucho tiempo para pensar profundamente en el paso del tiempo y el cambio del mundo y sus gentes a través de la prehistoria y la historia. Un testimonio que podía ver ante mis ojos. Como biólogo (del tipo de laboratorio) estaba familiarizado con los efectos del calentamiento global. No sólo puedo recordar los inviernos más fríos de mi infancia a principios de los años setenta, también puedo dar fe del alargamiento de la temporada de crecimiento, la aparición más temprana de insectos a lo largo de los años o la reciente decisión de algunas aves migratorias de permanecer en España durante el invierno en lugar de emigrar a África.

Una de mis decisiones fue abrir un blog para explorar los riesgos del calentamiento global en otoño de 2014. Es más fácil investigar y aprender cosas cuando uno tiene que explicárselas a los demás. Como científico, cuando necesito información, no me fío de opiniones de segunda mano. Acudo directamente a las pruebas y a la literatura científica. Pero en mi plan cuidadosamente trazado de advertir al mundo sobre los peligros del cambio climático encontré un problema. Las pruebas de que el planeta se estaba calentando eran claras (yo ya lo sabía), aunque no se había producido ningún calentamiento desde hacía más de una década. Las pruebas de que hemos aumentado enormemente los niveles atmosféricos de dióxido de carbono eran claras (también lo sabía). Lo que no estaba nada claro era que el dióxido de carbono fuera la causa del calentamiento. Estaba claro que el calentamiento había empezado mucho antes del rápido aumento del dióxido de carbono.

Cuanto más investigaba sobre el cambio climático, menos seguro estaba de las conclusiones del IPCC sobre el calentamiento antropogénico. Especialmente problemático era el trato que se daba a los científicos escépticos. En ciencia las pruebas sólidas se defienden solas. Cuando se informó a Albert Einstein de la publicación del libro de 1931 *"Cien autores contra Einstein"*, se le atribuyó la siguiente frase *":¿Por qué cien autores? Si estuviera equivocado, ¡con uno habría bastado!"*. Decidí profundizar y aprender lo que se sabía sobre cómo cambiaba el clima cuando los humanos no podían haberlo afectado. Los artículos de paleoclimatología están plagados de afirmaciones sobre un papel más importante de la variabilidad solar que el aceptado actualmente por el IPCC y codificado en los modelos climáticos.

En 2015 pasé de aceptar las afirmaciones del IPCC sin más a ser muy escéptico en cuanto a que tuviéramos suficientes conocimientos y comprensión del cambio climático para respaldarlas. No entiendo muy bien por qué se decidió que debíamos culparnos totalmente del calentamiento global. Sé que la mayoría de los científicos que sostienen esa creencia son sinceros, pero ¿cuántos de ellos han analizado las pruebas de forma crítica como yo he estado haciendo durante los últimos siete años, libres de suposiciones y de pensamiento de grupo? Antes de 2014 yo nunca había mirado las pruebas y habría defendido la postura oficial, ya que me habría parecido impensable que las extraordinarias pruebas que respaldan esas extraordinarias afirmaciones no estuvieran ahí. Estoy seguro de que muchos científicos concentrados en su propio tema estrecho asumen que las pruebas están ahí y están demasiado ocupados para comprobarlo por sí mismos. Tampoco es un movimiento profesional inteligente oponerse frontalmente al statu quo académico climático. Como no climatólogo, también estoy libre de esa presión.

Uno de los peligros de ser ajeno a un campo es no poder juzgar la calidad y solidez del propio trabajo. ¿Estaba sobrestimando la importancia de los argumentos que estaba levantando? Quizás todo lo que estaba encontrando era de naturaleza trivial y ya tratado científicamente hace mucho tiempo. No lo creía porque estaba leyendo varios artículos cada día y la cuenta ya se contaba por miles. Si mis dudas habían sido resueltas debería reflejarse en la literatura científica. Todo lo contrario, encontraba autores que sutilmente expresaban dudas similares entre líneas en sus artículos. Decidí que debía encontrar a un experto con una mente abierta que pudiera juzgar mi trabajo y decirme si tenía algún valor. Judith Curry, entonces profesora del Instituto de Tecnología de Georgia, era la persona perfecta. Es experta en clima y ciencias atmosféricas y, además de presidir la empresa de predicción climática CFAN, dirige un blog en el que las colaboraciones de calidad son bienvenidas.

Envié mi primer artículo a Judith Curry en mayo de 2016. Ella lo envió para que lo revisara un experto externo y volvió con un montón de peticiones de cambios, incluido un cambio de enfoque. Lo reescribí en lo que era esencialmente una versión preliminar del capítulo 6 y lo volví a presentar en septiembre, cuando se publicó en el blog de Judith Curry "Climate.Etc" Tuve mucha suerte entonces de conocer a Andy May a través de los comentarios de un blog. Es un petrofísico de Texas y también investigador del cambio climático que se ofreció amablemente a corregir el inglés de mis artículos web. En realidad hizo mucho más y durante los últimos cinco años ha contribuido con valiosas opiniones y juntos hemos escrito algunos artículos web, desarrollando una amistad. También es autor de dos libros de divulgación sobre el clima: *"¡Catástrofe climática! ¿Ciencia o ciencia ficción?"*, sobre los aspectos prácticos del cambio climático y cómo afecta a nuestras vidas, y

"Política y cambio climático: A History", sobre cómo el cambio climático se ha convertido en un asunto de gran calado político.

En octubre de 2016 ya había escrito un artículo sobre el clima del Pleistoceno y se lo envié al doctor Willie Soon, del Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics, pidiéndole su opinión al respecto. Tuvo la amabilidad de leerlo y decirme que, en su opinión, tenía calidad suficiente para ser publicado. Con esa tranquilidad, a lo largo de los tres años siguientes el libro fue tomando forma, con borradores de la mayoría de los capítulos aparecidos en el blog de Judith Curry, donde muchos lectores contribuyeron con valiosas opiniones que mejoraron. La publicación de un libro sobre el clima que no es escéptico sobre el cambio climático, pero sí sobre sus causas, resultó difícil. Algunos revisores se opusieron frontalmente a publicar un libro que contradecía las conclusiones del IPCC. Pero el retraso de dos años debido a los rechazos fue fructífero, ya que el libro siguió mejorando. Me había quedado un poco insatisfecho porque no tenía una buena respuesta a cómo cambia el clima y cómo afecta el Sol al clima, aunque me consolaba pensar que nadie la tenía. Entonces, una cálida noche de finales de primavera, mientras caminaba por un paseo marítimo del Mediterráneo comiendo un helado, dejé que mis pensamientos divagaran sobre la paradoja del bajo gradiente del Eoceno temprano. ¿Cómo es posible que los polos fueran tan cálidos entonces si se podía transportar mucha menos energía a través de un gradiente tan bajo? Entonces se me ocurrió que la respuesta requería invertir la pregunta. Los polos del Eoceno temprano eran tan cálidos porque se transportaba mucha menos energía hacia ellos. Transportando más energía a los polos es como se enfría el planeta. El tiempo dirá si estaba en lo cierto, pero he podido dar una respuesta a mis preguntas, desarrollando lo que denominé la hipótesis del Guardián Invernal.

En los últimos seis años he puesto más dedicación, esfuerzo y tiempo en investigar el cambio climático que el que muchas personas dedican a obtener su título universitario. Sin duda, esfuerzo suficiente para haber obtenido un segundo doctorado si lo hubiera centrado en un aspecto lo suficientemente acotado. Pero mi objetivo no era un título, sino contribuir a la cuestión científica más interesante e importante de nuestro tiempo. Sin duda, los historiadores de la ciencia se darán un festín en el futuro con el susto del cambio climático, que Michael Crichton denominó *"Estado de miedo"*. Yo quiero estar en el lado correcto y para ello sólo tengo que seguir las pruebas allá donde me lleven. Me hice científico para buscar respuestas a preguntas importantes. La búsqueda es lo que hace que el esfuerzo sea valioso para mí.

Este libro no habría sido posible sin el apoyo y la difusión que ha dado a mi trabajo Judith Curry, que ha tenido que soportar mi asalto a su blog con artículos varias veces más largos de lo que la prudencia recomienda para la web. Publicar en su blog me ha motivado a dar lo mejor de mí para merecer tal distinción. Andy May me ha acompañado en este viaje, siendo el primero en leer el material y mejorándolo en múltiples aspectos. Si el libro puede entenderse es gracias a su generosidad impagable, y todos los errores son sólo míos. También agradezco a Willie Soon sus ánimos y sus interesantes y educativos intercambios.

En el mejor espíritu de la ciencia, muchos científicos han compartido conmigo sus datos y cifras, incluso cuando no estaban de acuerdo con mi interpretación de las pruebas. Han contribuido a mejorar el libro. Ellos son: Jean-François Berger, Maxime Debret, Sarah Doherty, Trond Dokken, William Fletcher, Jacques Giraudeau, Rüdiger Hass, Andrea Kern, Thomas Marchitto, Paul Mayewski, Adriano Mazzarella, Nick McCave, Kerim Nisancioglu, Olga Solomina, Christopher Scotese, Frank Sirocko, Willie Soon, Ilya Usoskin, Heinz Wanner y Bernie Weninger. A todos ellos les estoy muy agradecido. También estoy agradecido a todos los comentaristas de mis artículos web y a los revisores del libro. Ellos también han mejorado el libro.

Por último, por aguantar todo el tiempo y dedicación que me ha quitado de cosas más importantes, y por todo el apoyo que me ha dado a lo largo de los años, estoy profundamente en deuda y agradecido a mi compañera Mar Lagunas.

Javier Vinós

Madrid, 27 de diciembre de 2021.

PRÓLOGO

En mayo de 2016, recibí un correo electrónico de Javier Vinós -alguien desconocido para mí en aquel momento- proponiéndome un artículo como invitado para mi blog Climate Etc. (judithcurry.com) sobre el papel de la variabilidad solar en el clima. Aproveché la oportunidad, ya que era un tema del que sabía muy poco. Este post dio inicio a una serie de 10 partes de Javier titulada "Nature Unbound" que se publicó en mi blog en el transcurso de dos años -- esta serie proporcionó el núcleo para *"Clima del Pasado, Presente y Futuro"*.

Como investigador del clima que soy, aprendí muchísimo de las entradas del blog de Javier. Como la mayoría de los investigadores del clima, mi especialidad es la variabilidad climática reciente, que se estudia principalmente en el contexto de la elucidación del calentamiento global provocado por el hombre. La mayoría de los investigadores del clima se centran en el periodo posterior a 1950; yo he sido una especie de inconformista en la comunidad de investigadores del clima al llamar la atención sobre las variaciones climáticas de los últimos cientos de años y también sobre la variabilidad natural del clima.

Dada la "imposición del consenso "en torno a la cuestión del cambio climático provocado por el hombre, ha habido pocos incentivos para que un científico climático académico desarrolle una narrativa alternativa pero completa del cambio climático. Javier Vinós, un investigador académico ajeno a los campos tradicionales de los que se nutren los climatólogos, ha emprendido un análisis independiente de las variaciones climáticas y sus causas, pasadas, presentes y futuras. Se trata de una empresa enorme para un solo científico. Sin embargo, el razonamiento de un solo intelecto sobre todos los procesos relevantes es un complemento muy necesario al enfoque fragmentado de búsqueda de consenso de arriba abajo empleado por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), que se centra en el "cambio climático antropogénico peligroso".

En el muy politizado debate en torno al cambio climático, este libro devuelve el debate a un plano racional y científico. En lugar de partir de la suposición de que el calentamiento reciente está causado por las emisiones de gases de efecto invernadero provocadas por el hombre, Javier Vinós examina cómo ha cambiado el clima de forma natural y luego evalúa en qué se diferencia de lo que está ocurriendo ahora.

Este libro nos recuerda que el clima "es "cambio climático, siendo el cambio intrínseco a un sistema dinámico muy complejo y fuertemente regulado. El libro apoya firmemente la idea de que la creencia en un clima estable y benigno que se desequilibra repentinamente por la acción humana es, con toda probabilidad, errónea. Además, plantea la sospecha de que se ha sobrestimado gravemente el forzamiento antropogénico del cambio climático.

La primera mitad del libro es un viaje hacia atrás en el tiempo: los últimos 800.000 años. A lo largo del libro, se ofrece una visión de la historia del debate científico sobre estos temas, incluidas las incertidumbres actuales.

El libro destaca la importancia de las variaciones solares en el control del clima de la Tierra. La extraordinaria coincidencia del Gran Máximo Solar de finales del siglo XX con un periodo de calentamiento debería suscitar todo tipo de preguntas. En cambio, el IPCC no asigna a la variabilidad solar ningún papel en el calentamiento global moderno. Gran parte de la ciencia analizada en este libro sugiere que el efecto climático de la variabilidad solar se ha subestimado significativamente, por ignorancia y negligencia. Esta infravaloración del forzamiento solar tiene como consecuencia inevitable una sobrevaloración del papel del CO2 y a la hipótesis errónea del CO2 como mando de control del clima.

Al reflexionar sobre el clima del siglo XXI, Vinós no duda en reconocer que nos encontramos ante una situación sin precedentes y que, por tanto, las respuestas que podemos obtener de la ciencia conllevan una enorme incertidumbre que no puede ser debidamente acotada por la evidencia. Su previsión de estabilización del calentamiento actual no depende de ningún cambio en las políticas ni de reducciones heroicas de las emisiones. Espera que los niveles atmosféricos de CO2 alcancen las 500 ppm, pero que se estabilicen poco después. Después, el calentamiento global podría llegar a su fin, con temperaturas estabilizadas en torno a +1,5° C por encima de las preindustriales, seguidas de un lento declive.

Después de leer este libro, quizá me preocupe más la llegada de una glaciación dentro de varios miles de años que la posibilidad de un calentamiento catastrófico debido a las emisiones de gases de efecto invernadero en la escala temporal del siglo XXI. Si el análisis de Vinós es correcto, pensar que podemos controlar el clima de la Tierra reduciendo las emisiones de CO2 puede convertirse en la mayor locura del siglo ^{XXI}. Es un debate que debemos mantener.

Judith Curry
Presidenta de la Red de Aplicaciones de Previsión Climática
Profesora emérita del Instituto de Tecnología de Georgia
Reno, NV EE.UU.
5 de marzo de 2019

ABREVIATURAS

21$^{(st)}$C-SGM: Gran mínimo solar de mediados del siglo XXI
97CS: Cambio climático de 1997-1998
$\delta^{(18)}O$: Cambio en el isótopo 18 del oxígeno, expresado como ‰.
δD: Cambio en el deuterio (isótopo 3 del hidrógeno), expresado como ‰
µm: La millonésima parte de un metro

- A -

a: Anni. Años tomando 1950 como fecha actual de referencia
Índice Aa: El índice geomagnético de amplitud antipodal
AABW: Agua de fondo antártica
AAM: Momento angular atmosférico
ACE: Evento climático abrupto
AD: Anno Domini. Número de años transcurridos desde el comienzo de la era cristiana en el calendario gregoriano
AGW: Calentamiento global antropogénico.
AIM: Máximos isotópicos antárticos.
AMO: Oscilación Multidecenal Atlántica.
AMOC: Circulación Meridional de Oscilación del Atlántico.
AO: Oscilación ártica.
AOO: Índice de Oscilación del Océano Ártico
AP: Después del presente. Número de años posteriores a 1950 en el calendario gregoriano
AR: Informe de evaluación publicado por el IPCC
ASR: Radiación absorbida de onda corta.

- B -

B2K: Antes del año 2000. Número de años anteriores al año 2000 en el calendario gregoriano
BA: Periodo Bølling-Allerød
A.C: Antes de Cristo. Etiqueta para indicar un número de años antes del comienzo de la era cristiana en el calendario gregoriano
BDC: Circulación Brewer-Dobson
BO: Oscilación bienal del vórtice polar
BP: Antes del presente. Número de años anteriores a 1950 en el calendario gregoriano

- C -

c.: Circa, aproximadamente.
Cal (años): Años calibrados, también años naturales. Datación obtenida de la conversión de años radiocarbónicos a años naturales
EC: Era cristiana
CFC: Clorofluorocarbono
CH_4: Metano
CMIP: Proyecto de intercomparación de modelos acoplados
CO2 : Dióxido de carbono
COVID-19: Enfermedad por coronavirus 2019

- D -

D: Deuterio (isótopo 3 del hidrógeno)
D-O: Dansgaard-Oeschger
DACP: Periodo frío de la Edad Oscura
DLR: Radiación descendente de onda larga
ADN: Ácido desoxirribonucleico

- E -

ECMWF: Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo
ECS: Sensibilidad climática de equilibrio.
EDC3: Escala de edad del deuterio EPICA Dome-C

ELA: Equilibrium line altitude, término glaciológico
ENSO: El Niño/Oscilación Austral
EPICA: Proyecto europeo de perforación de hielo en la Antártida
ERA: Reanálisis europeo
EROEI: Retorno energético de la energía invertida
ETCW: Calentamiento de principios del siglo XX
EUMETSAT: Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos

- G -

Ga: Giga anni. Número de 10^9años antes del presente
MCG: Modelo de circulación general
GHE: Efecto invernadero
GEI: Gas de efecto invernadero
GI: Interestadial de Groenlandia
GICC05: Cronología de los núcleos de hielo de Groenlandia 2005
GISP2: Proyecto 2 sobre la capa de hielo de Groenlandia
GRIP: Proyecto de núcleos de hielo de Groenlandia
GS: Groenlandia estacional
GSAT: Temperatura media global en superficie
GSL: Sociedad Geológica de Londres
Gt: Gigatoneladas
GtC: Gigatoneladas de carbono
Gyr: Giga años, miles de millones (10^9) de años

- H -

HadCRUT: Temperatura de la Unidad de Investigación Climática de Hadley
HadSST: Temperatura Hadley de la superficie del mar
HCO: Óptimo climático del Holoceno
HE: Evento Heinrich

- I -

IACP: Periodo Frío Intra-Allerød
IERS: Servicio Internacional de Rotación de la Tierra y Sistemas de Referencia
IPCC: Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático
IPWP: Indo-Pacific Warm Pool (reserva cálida del Indo-Pacífico)
IR: Radiación infrarroja
IRD: Desechos procedentes del hielo
ISGI: Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos
ITCZ: Zona de Convergencia Intertropical

- K -

ka: Kilo anni. Número de 10^3años desde el presente
KNMI: Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (Instituto Meteorológico de los Países Bajos)
kyr: Kilo años, miles de años

- L -

LBK: Linearbandkeramik (alemán), cultura cerámica lineal
LGM: Último Máximo Glacial
LIA: Pequeña Edad de Hielo
LIG: gradiente de insolación latitudinal
LOD: Longitud del día.
LTCW: Calentamiento de finales del siglo XX
LTG: Gradiente latitudinal de temperatura
LWR: Radiación de onda larga

- M -

Ma: Mega anni. Número de 10^6años antes del presente
MGW: Calentamiento global moderno

MHT: Transición del Holoceno medio
MIS: estadio isotópico marino
MSM: Máximo Solar Moderno
MPT: Transición de mediados del Pleistoceno
MT: transporte meridional
ADNmt: ácido desoxirribonucleico mitocondrial
MWP: Periodo Cálido Medieval
Myr: Mega años, millones de años

- N -

NAC: Corriente del Atlántico Norte
NADW: Aguas profundas del Atlántico Norte
NAO: Oscilación del Atlántico Norte
NASA Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio
Índice NCEI PDO: Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico elaborado por los Centros Nacionales de Información Medioambiental de la NOAA
NCEP/NCAR: Centro Nacional de Predicción Medioambiental/Reanálisis del Centro Nacional de Investigación Atmosférica
NEEM: North Greenland Eemian Ice Drilling Project (Proyecto de perforación del hielo eemiano de Groenlandia del Norte)
NGRIP: Proyecto de núcleos de hielo del norte de Groenlandia
NH: Hemisferio Norte
NOAA: Administración Nacional Oceánica y Atmosférica
NOAA/ESRL: Administración Nacional Oceánica y Atmosférica/Laboratorios de Investigación del Sistema Terrestre
NSIDC: Centro Nacional de Datos sobre la Nieve y el Hielo

- O -

OHC: Contenido de calor del océano
OLR: Radiación de onda larga saliente
ONI: Índice del Niño Oceánico

- P -

PCI: Índice de Circulación Polar
PDO: Oscilación Decadal del Pacífico
PETM: Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno
PV: Vórtice polar

- Q -

QBO: Oscilación cuasi-bienal
QBOe: Orientación oriental de la oscilación cuasi-bienal
QBOw: Orientación occidental de la oscilación cuasi-bienal

- R -

RCP: Trayectoria de concentración representativa
REE: Elementos de tierras raras
RF: Forzamiento radiativo
RSR: Radiación de onda corta reflejada
RWP: Periodo Cálido Romano

- S -

SC: ciclo solar, referido sólo a ocurrencias específicas numeradas del ciclo de 11 años de manchas solares
SGM: Gran mínimo/minimo solar
SH: Hemisferio Sur
SLR: Aumento del nivel del mar
SN: Número internacional de manchas solares
SPECMAP: Proyecto de cartografía espectral
SPM: Resumen para responsables políticos
SR: Radiación de onda corta
TSM: Temperatura de la superficie del mar
SSW: Calentamiento estratosférico repentino

- T -

TSI: irradiancia solar total
ToA: parte superior de la atmósfera
TOR: Radiación saliente total

- U -

ONU: Organización de las Naciones Unidas
PNUMA: Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente
UV: Ultravioleta

- W -

WACC: Ártico cálido/continentes fríos
WDC-SILSO: Centro Mundial de Datos - Índice de manchas solares y observaciones solares a largo plazo
WGK-h: Hipótesis invernal Gatekeeper
OMM. Organización Meteorológica Mundial
WWV: Volumen de agua cálida

- Y -

YD: Younger Dryas
yr: Años

1. INTRODUCCIÓN

"Siempre que una teoría se te aparezca como la única posible, tómalo como una señal de que no has entendido ni la teoría ni el problema, que pretendía resolver".
Karl R. Popper (1972)

Cuestiones pendientes en el cambio climático

Uno de los principales temas globales de las últimas décadas es el debate mundial sobre el clima en los ámbitos de la ciencia, la política y la defensa. Tiene su origen en la Conferencia de Toronto de 1988 sobre el Cambio Atmosférico. Desde 1980, los climatólogos habían llegado a la conclusión de que el aumento del dióxido de carbono (CO_2) durante las décadas anteriores estaba influyendo en las temperaturas de la superficie. En 1988 esa preocupación se hizo global, y desde entonces ha sido un tema central para la ONU y muchas naciones. El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), creado en 1988, se ha convertido en la referencia mundial de la climatología gracias a sus vastos informes de evaluación de los conocimientos científicos sobre el cambio climático.

Como voz más autorizada de la ciencia climática, el IPCC tiene una gran influencia en la configuración del discurso político. A través del desarrollo de escenarios futuros, el IPCC ha contribuido decisivamente a un *"discurso de emergencia"* apoyado en tres poderosos conceptos científicos, aunque no probados (Asayama 2021):

- La idea de un umbral de temperatura, un límite seguro más allá del cual se producirán daños climáticos irreversibles. Inicialmente fijado en +2° C, este umbral arbitrario se trasladó a +1,5° C en 2018 (Informe Especial del IPCC sobre el Calentamiento Global de 1,5° C; SR15).
- La idea de un presupuesto de carbono admisible para mantenerse por debajo de una temperatura determinada, a pesar de la falta de un valor establecido y aceptado de la sensibilidad climática al CO_2. Esto permite traducir los límites de temperatura en políticas de restricción de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI).
- La idea de una fecha límite climática, derivada del cálculo de cuándo se superará algún umbral de temperatura para un determinado nivel de emisiones. Esta idea ha captado la atención de activistas climáticos y políticos. Puede ilustrarse con la frase *"solo tenemos 12 años para salvar el planeta"* (The Guardian, 2018), extraída del informe SR15 de 2018, que afirma que las emisiones deben disminuir en torno a un 45% respecto a los niveles de 2010 para 2030 para evitar superar el umbral de temperatura.

El secretario general de la ONU, António Guterres, instó a todos los países a declarar el estado de emergencia climática hasta que el mundo haya alcanzado cero emisiones netas de CO_2 (The Guardian 2020). Al menos 15 países y más de 2.100 gobiernos locales de 39 países lo han hecho, abarcando a más de 1.000 millones de personas. Según la mayoría de los científicos, políticos, organizaciones internacionales y medios de comunicación, no hay problema más acuciante al que se enfrente la humanidad, ya que sólo la reducción de nuestras emisiones de CO_2 permitirá evitar el peligro claro e inminente de una catástrofe climática irreversible.

Dado lo que está en juego, es nuestro deber científico asegurarnos de que comprendemos correctamente la totalidad del cambio climático. Al fin y al cabo, el cambio climático siempre ha existido. En palabras de Freeman Dyson: *"El cambio climático forma parte del orden normal de las cosas, y sabemos que ocurría antes de que llegaran los humanos".* (Roychoudhuri 2007). Está claro que se están produciendo cambios inusuales en el sistema climático del planeta. El retroceso global de los glaciares que se viene produciendo desde c. 1850 no tiene precedentes desde hace varios miles de años (Solomina et al. 2015). Esto está ocurriendo en un momento en el que la teoría del ciclo glaciar de Milankovitch indica que los glaciares deberían estar creciendo, algo que ocurrió durante la mayor parte del tiempo durante los últimos cinco mil años hasta el siglo ^{XIX}. El retroceso de la criosfera durante los dos últimos siglos tiene todas las marcas de una fuerte contribución antropogénica. Sin embargo, la afirmación del IPCC de que el cambio climático desde la era preindustrial no muestra indicios de una contribución natural significativa debería recibirse con una dosis de escepticismo. Después de todo, no existe una causa generalmente aceptada para la Pequeña Edad de Hielo (LIA), el periodo frío de principios ^{del} siglo XIV a mediados del siglo XIX, bien registrado en la historia de la humanidad (Zhang et al. 2007; Parker 2012). Si no sabemos con certeza qué causó la LIA, ¿cómo podemos estar tan seguros de la causa de lo que vino después?

Este libro es el resultado de un estudio profundo y detallado sobre el cambio climático natural, una parte relativamente olvidada de la ciencia climática actual. No se trata de una revisión de lo que se sabe sobre el cambio climático natural, como hacen otros libros excelentes. Muy al contrario, el libro es un examen detallado de preguntas y problemas sin respuesta sobre el cambio climático natural, cuyo debate suele restringirse a obras científicas muy especializadas. Las pruebas pertinentes a estas cuestiones climáticas pendientes, recopiladas minuciosamente por investigadores del clima a lo largo de las últimas décadas, se muestran en multitud de ilustraciones hechas a medida. El libro analiza las pruebas de la presencia y las causas

de los ciclos climáticos naturales, y otros fenómenos climáticos naturales, que han tenido un profundo efecto en el clima pasado del planeta, y su relevancia para el cambio climático actual.

El capítulo 2 examina las cuestiones pendientes en el ciclo glaciar-interglaciar del Pleistoceno, y los problemas permanentes con su explicación más aceptada, la teoría de Milankovitch. La Transición de mediados del Pleistoceno cambió la frecuencia interglaciar de un ciclo de 41 años de oblicuidad a un ciclo de 100 años mal definido y de origen incierto. Un cambio drástico con grandes repercusiones para el clima del planeta para el que no se encuentra explicación en un cambio correspondiente en los forzamientos de Milankovitch, tal y como se entienden actualmente. Tratar de explicar la frecuencia de 100 kyr en términos de excentricidad conduce al problemático debilitamiento en los registros climáticos del Pleistoceno de las periodicidades de 125 y 405 kyr en excentricidad (Nie 2018), y a la desconcertante observación de que durante los últimos 5 Myr la excentricidad y su supuesto efecto climático muestran anticorrelación (Lisiecki 2010). Dos hipótesis dentro de la teoría de Milankovitch intentan explicar la determinación interglaciar. La más conocida se centra en el pico de insolación estival de 65° N, una propiedad que depende de los cambios de precesión. Una hipótesis competidora, que remonta su origen al propio Milutin Milanković, se centra en un verano calórico o integral energética estival que depende sobre todo de los cambios de oblicuidad (Huybers 2006). Esta hipótesis, prácticamente desconocida fuera de los círculos especializados, es la que mejor se apoya en las pruebas, y resuelve fácilmente muchos de los problemas detectados en la teoría de Milankovitch, entre ellos que, para algunos interglaciares, el efecto parece preceder a la causa.

El capítulo 3 investiga el ciclo de Dansgaard-Oeschger hallado en los registros indirectos del último periodo glaciar. Estos fenómenos sirvieron de modelo para definir el cambio climático abrupto. Su causa no está clara, y diversas hipótesis apuntan a la Circulación Meridional de Oscilación del Atlántico, los deshielos, los procesos del hielo marino o los cambios bruscos en la estratificación termohalina del agua. La cuestión no resuelta de su ocurrencia periódica se revisa, produciendo un giro interesante: las pruebas sugieren que los eventos de Dansgaard-Oeschger se desencadenan de acuerdo con dos periodicidades interrelacionadas de un sugerido origen mareal.

El capítulo 4 analiza las pruebas de la variabilidad climática del Holoceno. El Holoceno se consideró durante mucho tiempo un periodo climático bastante estable, pero en las últimas décadas se han descubierto pruebas de la ocurrencia de más de veinte periodos centenarios en los que la tasa de cambio climático superó ampliamente la media a largo plazo. El más intenso y mejor estudiado de estos periodos es el de 8,2 años, pero la existencia de tantos periodos de cambio climático abrupto en épocas en las que los GEI apenas cambiaron revela que nuestra comprensión del cambio climático natural es inadecuada. La Transición del Holoceno Medio que separa el Óptimo Climático del Holoceno del Neoglacial estuvo acompañada de un cambio en las frecuencias climáticas que no se ha explicado adecuadamente (Debret et al. 2009).

¿Existe un ciclo climático de 2500 años? A principios del siglo XX, investigadores escandinavos propusieron por primera vez que el clima del Holoceno de alta latitud estaba compuesto por cuatro periodos botánicos de unos 2.500 años (la secuencia Blytt-Sernander). Su relevancia no es sólo regional, porque las latitudes altas son más sensibles al cambio climático, amplifican sus variaciones (por ejemplo, la amplificación ártica) y muestran más claramente cambios globales menos prominentes. Esta clasificación climática era popular entre los investigadores antes de los años setenta. En el capítulo 5 se estudia el ciclo climático de unos 2.500 años propuesto por Roger Bray (1968), del que existen abundantes pruebas indirectas. Bray propuso una causa solar para este ciclo, y los registros de isótopos cosmogénicos muestran un notable grado de coincidencia, mostrando la coincidencia de grandes mínimos solares de tipo Spörer con los periodos más conspicuos de deterioro climático abrupto en las pruebas climáticas indirectas del Holoceno. Las características de las pruebas indirectas que muestran esta correspondencia solar-climática para el ciclo de Bray sugieren qué aspectos del sistema climático se ven más afectados por los cambios persistentes en la actividad solar cuando duran varias décadas.

El capítulo 6 trata de las pruebas arqueológicas e históricas, además de las pruebas climáticas indirectas, de los acontecimientos climáticos abruptos relacionados con el ciclo de Bray, y de la huella que dejaron en algunas sociedades humanas en las épocas en que tuvieron lugar. Existe una clara asociación entre periodos de profundo empeoramiento climático y periodos de crisis social, que a menudo coinciden con importantes transiciones culturales, lo que respalda la hipótesis de que el cambio climático actúa como motor del progreso y la adaptación de la sociedad (Roberts et al. 2011). Los estudios arqueológicos sobre el clima son cada vez más importantes y ambas disciplinas científicas pueden beneficiarse de su interacción.

Durante las dos últimas décadas, desde que Gerard Bond et al. publicaron su histórico artículo (2001), ha habido un debate científico sobre la existencia y la importancia de un ciclo climático holoceno de 1500 años. Este debate no resuelto se ha atenuado mucho en los últimos años debido a las pruebas contradictorias que han provocado la aceptación menguante del ciclo. En el capítulo 7 se examina críticamente esta cuestión y se demuestra que, cuando se plantea correctamente, la existencia del ciclo está claramente respaldada por un subconjunto concreto de indicadores climáticos. La naturaleza de estos indicadores da pistas importantes sobre el posible modo de acción del ciclo de 1.500 años. Los rasgos inusuales que presentan algunos de estos proxies plantean la posibilidad de que el ciclo tenga una causa distinta de la que generalmente se supone.

La actividad solar del Holoceno, tal y como se deduce de los registros de isótopos cosmogénicos, muestra varias periodicidades en el análisis de frecuencias. Estos controvertidos cuasiciclos presentan una variabilidad en el periodo y la amplitud de sus oscilaciones similar en proporción a la sustancial variabilidad del ciclo solar aceptado de 11 años. El capítulo 8 examina las pruebas que apoyan su existencia y su correspondencia con los cambios climáticos cuasicíclicos. La muy buena

concordancia de fase entre las oscilaciones solares y las oscilaciones climáticas explica por qué esta asociación está tan extendida en la literatura científica paleoclimatológica. Sin embargo, esta asociación no se discute a menudo fuera de la disciplina.

En el capítulo 9 se analizan las repercusiones climáticas de los cambios en el efecto invernadero. Comienza con la historia de cómo evolucionó hasta convertirse en la actualidad en la explicación más aceptada del cambio climático, y después se centra principalmente en el papel de las variaciones de los GEI como agente del cambio climático natural, una perspectiva menos explorada que su papel antropogénico. Se examina la inquietante paradoja del Sol Tenue y los posibles factores propuestos como explicación. El papel del CO2 en la evolución climática del Fanerozoico es controvertido y, cuando se examina de cerca, la calidad de los datos contribuye poco a resolver el debate. La explicación habitual de que los cambios a largo plazo del CO2 compensaron precisamente los cambios a largo plazo del brillo solar conduce directamente al principio antrópico, es decir, si no hubiera ocurrido no estaríamos aquí. Una respuesta insatisfactoria e infalsificable. La era Cenozoica, con mejores datos, muestra una desconcertante falta de correspondencia entre los cambios climáticos y los cambios de CO2 que rara vez se discute. En general, se acepta el papel de los cambios de CO2 de los últimos 70 años en el calentamiento global moderno, pero la reciente propuesta de de que el CO2 es el *"principal mando de control que rige la temperatura de la Tierra"* (Lacis et al. 2010), aquí denominada hipótesis del CO2 , carece de pruebas que la respalden.

El capítulo 10 examina una de las propiedades más fundamentales y menos conocidas del sistema climático, el transporte meridional de energía a lo largo del gradiente latitudinal de temperatura. En él intervienen la estratosfera, la troposfera y el océano en un acoplamiento no bien comprendido, que es variable en el tiempo y en el espacio. La mayor parte de la variabilidad de la energía transportada es estacional, vinculada al refuerzo de la circulación atmosférica invernal cuando el gradiente de temperatura se hace más pronunciado. Se presentan pruebas que relacionan diferentes fenómenos climáticos con cambios en este transporte, examinando el papel de la Oscilación Cuasi-Bienal, El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y el ciclo solar en la modulación del transporte meridional. Una prueba especialmente descuidada es crucial para revelar la modulación solar del transporte meridional, ya que los cambios en la circulación atmosférica pueden relacionarse con la correlación entre el ciclo solar y los cambios en la velocidad de rotación de la Tierra (Lambeck & Cazenave 1973; Le Mouël et al. 2010). El efecto de los cambios en la actividad solar sobre el ENOS está lejos de ser aceptado, a pesar de la abundante bibliografía existente. La posibilidad de que el ENOS actúe como una bomba tropical vinculada al transporte meridional conduce a nuevas pruebas de la modulación solar del ENOS que se presentan en este libro.

El capítulo 11 es una continuación del capítulo 10, en el que se revisan las pruebas de que dos motores del cambio climático, el forzamiento volcánico y la variabilidad interna multidecenal, inducen cambios en el transporte meridional. Se sabe que los cambios en las oscilaciones multidecadales están asociados a cambios en el régimen climático (Tsonis et al. 2007). Se presentan pruebas de que en 1997-98 se produjo un cambio de este tipo, asociado a un cambio en el transporte meridional, que alteró el balance energético del planeta. Estas pruebas conducen a la intrigante posibilidad de que los cambios en el transporte meridional constituyan un motor no reconocido del cambio climático. Se presenta una hipótesis global para proponer que el transporte meridional es el principal impulsor del cambio climático natural. Esta hipótesis vincula todas las demás causas naturales, erupciones volcánicas, oscilaciones internas multidecadales, ENOS y actividad solar, a través de sus efectos sobre la cantidad de energía dirigida a los dos gigantescos radiadores de enfriamiento que el planeta tiene en sus polos en la actual era glacial. Esta hipótesis recibe el nombre de "Winter Gatekeeper" porque la cantidad variable de energía que pierde el planeta en el polo oscuro invernal se propone como el principal mediador del efecto climático.

Con los conocimientos adquiridos sobre el cambio climático natural, en el capítulo 12 se examina el calentamiento global moderno. El reciente periodo cálido presenta algunas características muy inusuales, como su retroceso no cíclico de la criosfera, que parece haber deshecho la mayor parte del avance neoglaciar, y sus niveles de CO2 muy elevados y en rápido aumento, provocados por el hombre, más altos que en cualquier otro momento del Pleistoceno tardío. Pero a diferencia del forzamiento antropogénico, el aumento de la temperatura y del nivel del mar en los últimos 120 años muestra poca aceleración. Según las pruebas, la contribución antropogénica es clara, pero cuánto es de origen humano y cuánto natural sigue siendo una cuestión abierta. El IPCC y la mayoría de los climatólogos confían en las respuestas que ofrecen los modelos climáticos. Queda por ver si merecen tal confianza.

El IPCC ha contribuido decisivamente al *"discurso de emergencia"* climática mediante el desarrollo de una serie de sombríos escenarios futuros, no sólo en temperatura sino también en otros fenómenos climáticos, como el nivel del mar o el hielo marino del Ártico. Dejando a un lado el debate sobre hasta qué punto son inusuales los escenarios "business-as-usual" del IPCC, el capítulo 13 intenta elaborar un conjunto alternativo de proyecciones. A diferencia de las proyecciones del IPCC, tienen en cuenta las limitaciones de la oferta de combustibles fósiles y la dinámica de la población humana. También aprovechan los avances de los estudios sistemáticos sobre previsión (Armstrong et al. 2015). La regla de oro de la previsión establece la necesidad de ser conservador y atenerse a los conocimientos acumulados sobre el tema. El conjunto de previsiones climáticas conservadoras para el siglo XXI presentado en el capítulo 13 es opuesto a las proyecciones salvajemente extremistas del IPCC. El tiempo será el árbitro final entre los modestos esfuerzos de este autor y lasproyecciones científicas de la burocracia multimillonaria del IPCC.

El último capítulo trata de un futuro muy lejano, cuando el actual interglaciar llegue a su fin y el planeta vuelva a las condiciones glaciares que han dominado el Pleistoceno. El IPCC ha llegado a la descabellada conclusión de que no es posible

un nuevo inicio glaciar en los próximos 50 kyr si los niveles de CO2 se mantienen por encima de 300 ppm (Masson-Delmotte et al. 2013). Las pruebas presentadas en el capítulo 14 demuestran que desde hace dos millones de años se han producido inicios de glaciares cada vez que la oblicuidad ha descendido por debajo de 23° durante un interglaciar. Los interglaciares son sencillamente insostenibles en condiciones de baja oblicuidad y no hay pruebas de que esta vez vaya a ser diferente. La hipótesis del largo interglaciar se basa en un parámetro astronómico erróneo, en una elevada sensibilidad climática de equilibrio al CO2 y en predicciones inciertas de modelos de tasas de decaimiento del CO2 muy lentas a largo plazo. Las pruebas apoyan un largo retraso entre el forzamiento orbital y su efecto global sobre el volumen de hielo. Si es correcto, el umbral orbital para el inicio de los glaciares se cruza varios milenios antes de que se produzca dicho inicio. El umbral orbital calculado para los interglaciares de los últimos 800.000 años apoya que se cruzó para el Holoceno hace 1400-2400 años. Esta interpretación de las pruebas sugiere que es sólo cuestión de 1500-4500 años antes de que se produzca el próximo inicio glaciar, poniendo fin al Antropoceno.

El futuro es desconocido, pero a menos que intentemos responder a las preguntas pendientes sobre el cambio climático natural que se examinan en este libro, la ciencia climática del futuro no tendrá una base sólida. La ciencia es escepticismo y debate. En palabras de Richard Feynman

"Una vez que empiezas a dudar, como se supone que debes dudar. Me preguntas si la ciencia es cierta y te decimos 'No, no, no sabemos lo que es cierto, estamos intentando averiguarlo, es posible que todo esté mal'... Cuando dudas y preguntas se hace un poco más difícil creer. Puedo vivir con la duda, la incertidumbre y el no saber. Creo que es mucho más interesante vivir sin saber, que tener respuestas que podrían estar equivocadas". (Feynman 1981)

Si desautorizamos el escepticismo y el debate, acabamos sin ciencia.

2. EL CICLO GLACIAR

"Hay tres etapas en los descubrimientos científicos: primero la gente niega que sea cierto; luego niega que sea importante; por último da crédito a la persona equivocada".
Alexander von Humboldt, citado por Bill Bryson (2003)

2.1 Introducción

La Tierra ha pasado la mayor parte de su tiempo durante el último millón de años dentro del 5% más frío de los últimos 500 millones de años. Está encerrada en una etapa muy fría conocida como la Edad de Hielo del Cenozoico Tardío. Se desconocen las razones de esta situación. Una edad de hielo se define como cualquier periodo en el que hay extensas capas de hielo sobre vastas regiones terrestres, como vemos ahora. Dado que los cuatro últimos periodos fríos del Eón Fanerozoico (tres de ellos con condiciones de edad de hielo; véanse la Secc. 9.3.2 y la Fig. 9.4) han tenido lugar con unos 150 millones de años de diferencia, algunos científicos se inclinan por una explicación astronómica (cambios en el Sol, la órbita de la Tierra o el paso del sistema solar por regiones más densas o brazos galácticos), mientras que otros prefieren una explicación terrestre (cambios en la distribución continental o en la concentración de gases de efecto invernadero).

Durante la glaciación del Cuaternario o Pleistoceno (últimos 2,58 Myr), el clima de la Tierra alterna entre condiciones muy frías durante las etapas glaciares y condiciones similares a las actuales durante las interglaciares. La alternancia glaciar/interglaciar se conoce como ciclo glaciar. Durante los últimos 800.000 años, la Tierra ha pasado aproximadamente el 82% del tiempo en condiciones glaciares y el 18% en condiciones interglaciares.

La teoría de Milankovitch sobre los efectos de las variaciones orbitales de la Tierra en la insolación sigue siendo la explicación más aceptada del ciclo glaciar desde 1976 (Hays et al. 1976), cuando se descubrieron pruebas de que el ciclo glaciar presenta las mismas frecuencias que los cambios orbitales de la Tierra. Según sus defensores, el principal determinante de la terminación de un periodo glaciar es la elevada insolación estival de 65° N, y un ciclo de 100 kir en la excentricidad induce una respuesta no lineal que determina el ritmo de los interglaciares. Las pruebas disponibles, sin embargo, apoyan que el ritmo de los interglaciares está determinado por la oblicuidad, que el espaciamiento de 100 kyr de los interglaciares no es real, y que la configuración orbital y la evolución térmica del Holoceno no se apartan significativamente del promedio de los interglaciares de los últimos 800.000 años.

Así pues, no sabemos por qué la Tierra está en una era glacial, pero al menos creemos saber por qué el 18% de las veces la Tierra obtiene un breve respiro de las condiciones predominantemente glaciales y entra en las condiciones más suaves de un interglaciar.

2.2 La teoría de Milankovitch

James Croll, un conserje autodidacta del Andersonian College de Escocia, propuso por primera vez en 1864 la teoría del cambio climático glaciar-interglaciar, demostrando así que cualquiera con una buena mente puede lograr avances científicos. En 1867 le ofrecieron un puesto, mantuvo correspondencia con Charles Lyell y Charles Darwin y le concedieron un título honorífico. Pero los conocimientos científicos de la época y sus propias limitaciones en matemáticas y astronomía llevaron al rechazo definitivo de la teoría. Croll concluyó erróneamente que la excentricidad orbital y la falta de insolación invernal eran responsables de los periodos glaciares, y aunque fue el primero en proponer una retroalimentación positiva hielo-albedo como mecanismo, su modelo exigía glaciaciones asíncronas en los polos y tiempos para las glaciaciones que no estaban respaldados por las pruebas entonces disponibles.

El genio serbio Milutin Milanković fue, en 1920, el primero en emprender el trabajo de calcular los entresijos de la insolación de la Tierra en diferentes latitudes debido a las variaciones orbitales en una época sin ordenadores. Había adoptado la opinión de Joseph Murphy (1876) de que los veranos largos y frescos y los inviernos cortos y suaves eran las condiciones más favorables para una glaciación, e identificó la insolación estival como el factor clave para explicar los drásticos cambios climáticos del pasado. Su teoría no fue aceptada hasta 1976, cuando se encontraron pruebas geológicas de múltiples ciclos glaciares-interglaciares, aunque su cronología (100 kyr) estaba un poco desfasada con respecto a la teoría de Milankovitch. La datación adecuada de las glaciaciones de los últimos 2,6 millones de años demostró que, en su mayor parte, han tenido lugar a intervalos de 41.000 años, un periodo más parecido al forzamiento orbital por insolación.

La teoría de Milankovitch se basa en los complejos cambios que sufren la órbita y la orientación de la Tierra debido a la atracción gravitatoria lentamente cambiante de otros cuerpos del Sistema Solar. Existen tres tipos de cambios orbitales que afectan a la insolación de la Tierra a largo plazo (Fig. 2.1).

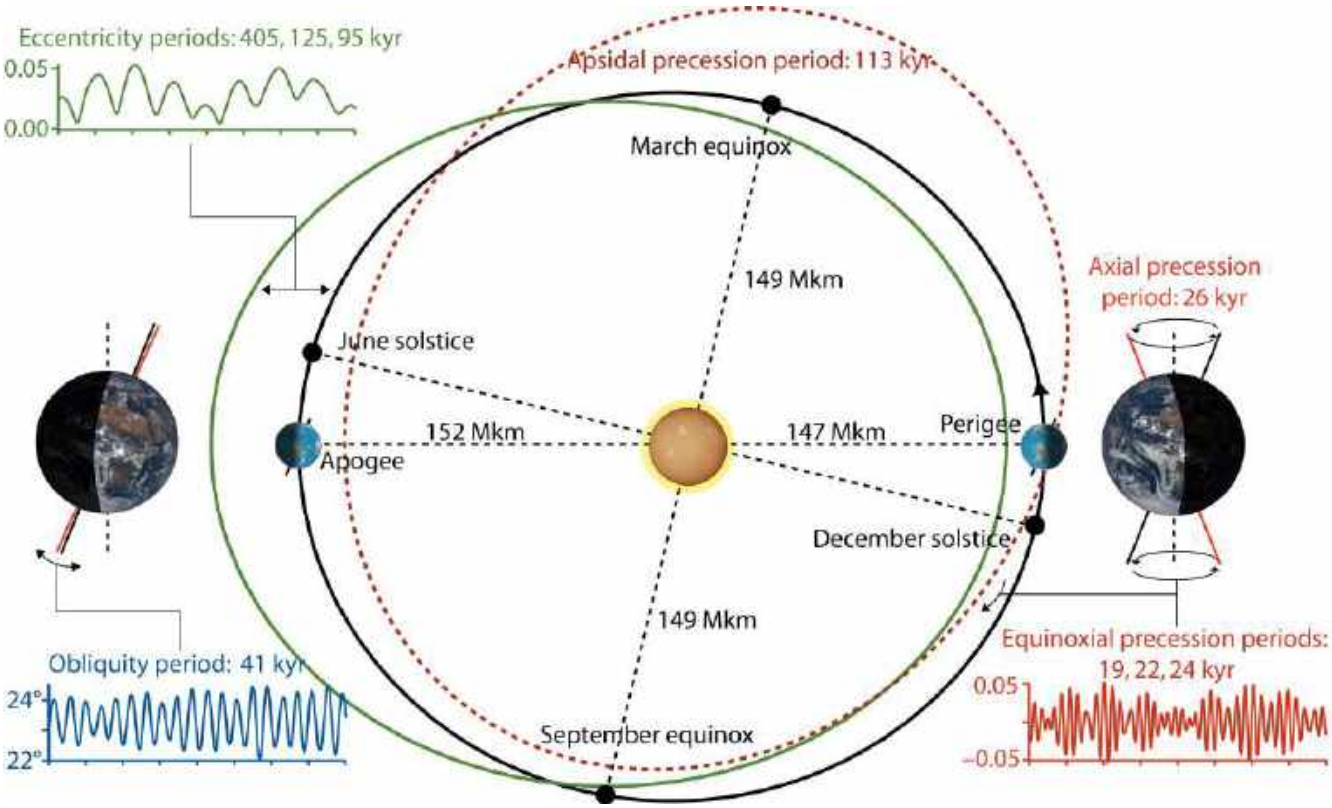


Fig. 2.1 Cambios en la órbita de la Tierra como base de la teoría de Milankovitch
La variación de la excentricidad orbital produce cambios en la forma de la órbita terrestre con periodos de 405 kyr y 100 kyr. La inclinación axial cambia con períodos de oblicuidad de 41 kyr. La precesión apsidal hace girar la órbita alrededor de uno de los focos elípticos, mientras que la precesión axial bambolea la Tierra. Ambas producen un periodo medio de precesión de unos 23 kyr.

2.2.1 Excentricidad

Si el sistema solar estuviera compuesto únicamente por el Sol y la Tierra, la órbita elíptica de la Tierra tendría siempre la misma excentricidad. Sin embargo, los movimientos de los demás planetas, principalmente del gigante más cercano, Júpiter, y del planeta más próximo, Venus, introducen perturbaciones gravitatorias que modifican ligeramente la excentricidad de la órbita terrestre. La excentricidad cambia con un latido mayor de 405 kyr y dos latidos menores de 95 y 125 kyr. El cambio de excentricidad es la única modificación orbital que altera la cantidad de energía solar que recibe la Tierra al cambiar su distancia al Sol. Sin embargo, la insolación media anual sólo muestra un cambio muy pequeño que se debe al aumento de la distancia media de la Tierra al Sol con el aumento de la excentricidad. Este efecto se debe a que el planeta pasa más tiempo lejos del Sol en una órbita más excéntrica debido a la segunda ley de Kepler. Dado que la órbita de la Tierra es siempre bastante circular (la excentricidad varía de 0,004 a 0,06), el cambio en la insolación entre el perihelio y el afelio (ahora en enero y julio) es pequeño, actualmente alrededor del 6,4% (excentricidad 0,016). Los cambios de excentricidad también producen un acortamiento y alargamiento de las estaciones, ya que la Tierra se acelera en el perihelio y se ralentiza en el afelio. Actualmente, el invierno del hemisferio norte (en el perihelio) es 4,6 días más corto que el invierno del hemisferio sur (en el afelio). Lo importante en términos de cambio climático es recordar que, debido a la duración de su ciclo principal y a la baja excentricidad de la órbita terrestre, el ciclo de excentricidad produce un forzamiento extremadamente pequeño. En otras palabras, la insolación media anual cambia menos de un 0,2% debido a la excentricidad. La excentricidad sólo adquiere relevancia por su efecto sobre la precesión y la oblicuidad. El efecto combinado hace de la excentricidad un factor climático muy relevante, y el ciclo de precesión de 405 kyr ha sido identificado por su efecto en estratos a lo largo de cientos de millones de años (Kent et al. 2018).

2.2.2 Obliquidad

Este ciclo viene dado por los cambios en la inclinación del eje terrestre, o inclinación axial, con respecto al plano orbital de la Tierra. Estos cambios están causados por el par ejercido por la atracción gravitatoria del Sol y la Luna sobre la protuberancia ecuatorial de la Tierra, con una contribución menor de los planetas. La inclinación axial varía entre 22,1° y 24,3° a lo largo de un ciclo, que dura 41 kyr. Actualmente, la inclinación es de 23,44° y sigue disminuyendo. El cambio de inclinación modifica la distribución de la energía solar entre las estaciones y a través de las latitudes. Cuanto mayor es la oblicuidad, mayor es la insolación en los polos durante el verano y menor en los polos durante el invierno y en las zonas tropicales durante

todo el año. Una oblicuidad elevada favorece los periodos interglaciares, mientras que una oblicuidad baja se asocia a periodos glaciares. La oblicuidad no modifica la cantidad de insolación que recibe la Tierra, pero cambia la cantidad de insolación que recibe cada latitud y el cambio es grande en las latitudes altas. Sorprendentemente, la oblicuidad tiene un efecto mayor sobre el clima de lo que cabría esperar a partir de la distribución latitudinal de sus cambios de insolación. Debería tener poco efecto en los trópicos, pero hay una clara impronta de la oblicuidad en los registros derivados de los monzones de África Occidental. Se cree que el efecto de los cambios de oblicuidad se ve potenciado por los cambios en el gradiente latitudinal de insolación (Bosmans et al. 2015).

2.2.3 Precesión

Existen dos movimientos de precesión. La precesión axial es el lento bamboleo de la Tierra al girar sobre su eje debido a la atracción gravitatoria sobre su protuberancia ecuatorial ejercida principalmente por el Sol y la Luna. El eje de la Tierra describe entonces un círculo respecto a las estrellas fijas en 26 kyr, de modo que si ahora apunta a Polaris, a los 13 ka apuntaba a Vega. La precesión apsidal (o elíptica) es la rotación lenta de la órbita elíptica alrededor del foco de la elipse más cercano al Sol en un periodo de 113 kyr (Fig. 2.1). Es el resultado de una combinación de factores que incluyen los efectos de la relatividad general y las perturbaciones de otros planetas. La precesión combinada (de los equinoccios) de estos dos movimientos desplaza progresivamente las estaciones alrededor del año y alrededor de la órbita, de modo que si ahora el invierno del hemisferio norte tiene lugar en el perihelio (perigeo más cercano al Sol), dentro de unos 11.500 años tendrá lugar en el afelio (apogeo más alejado del Sol). Por tanto, la precesión está modulada por la excentricidad, ya que el ángulo de precesión sería irrelevante con excentricidad cero (órbita circular). Es importante señalar que la precesión no modifica la cantidad de insolación que recibe la Tierra ni la cantidad de insolación que recibe cada latitud durante el año. Sea cual sea la insolación que la precesión proporciona a una estación, se la quita a las demás, por lo que la precesión contribuye de forma importante a la insolación estacional y al gradiente de insolación latitudinal. La interacción de los distintos componentes de la precesión produce oscilaciones a los 19, 22 y 24 kyr, con un periodo de ciclo medio de aproximadamente 23 kyr. Dado que el verano del hemisferio norte tiene lugar ahora en el afelio, nos encontramos en un mínimo, en el ciclo de precesión, desde el punto de vista de la insolación estival en 65 N.°

2.2.4 Interpretación moderna de la teoría de Milankovitch

Según la visión actual de los seguidores de la teoría de Milankovitch, el inicio de los glaciares tiene lugar cuando la insolación estival a 65° N permite que cada año sobreviva más hielo durante el verano. Se inicia así la formación de las capas de hielo de Laurentide, Fenoscandia y Siberia. Este proceso, alimentado por el hielo-albedo y otras retroalimentaciones, enfría progresivamente la Tierra con un descenso simultáneo del nivel del mar. El período glaciar sobrevive a varios ciclos de aumento de la insolación estival de 65° N y se enfría progresivamente con un descenso del nivel del mar. El siguiente ciclo de excentricidad, 95 o 125 kyr más tarde, induce una respuesta no lineal sobre la precesión, de manera que el siguiente aumento de la insolación estival 65° N desencadena una terminación glaciar. Se trata de un proceso mucho más rápido que la glaciación, al que contribuyen efectos de retroalimentación como la reducción del albedo de hielo o la acumulación de gases de efecto invernadero.

Sin embargo, esta no era la opinión original de Milanković. En 1869 Joseph Murphy debatió las condiciones que promovían la glaciación con James Croll, y antes de revisar las pruebas concluyó: *"Tenemos un montón de datos observados; y creo que puedo demostrar que todos ellos van a probar que un verano fresco es lo que más promueve la glaciación, mientras que un invierno frío no tiene, por lo general, ningún efecto sobre ella en absoluto"* (Murphy 1869). Si Croll hubiera seguido el consejo de Murphy quizá estaríamos estudiando la teoría de Croll sobre las glaciaciones. El razonamiento de Murphy resultó influyente en las décadas siguientes, y Milanković adoptó su punto de vista. Milanković no tuvo en cuenta el pico de insolación estival a 65° N, sino que se tomó la molestia de calcular la insolación calórica semestral estival a alta latitud, una integral de la potencia calórica procedente de la insolación para el semestre equinoccial que contiene el verano. Este cálculo no sólo representa mucho mejor la propuesta de Murphy de veranos frescos que la insolación máxima en una fecha determinada, sino que también da lugar a una consideración diferente de los parámetros orbitales. La precesión es sobre todo un factor estacional, mientras que la oblicuidad es un factor semestral. Por lo tanto, la insolación máxima depende principalmente de la precesión, mientras que la insolación semestral de verano depende principalmente de la oblicuidad en latitudes altas. Milutin Milanković propuso que la insolación calórica semestral de verano en latitudes altas determinaba la cantidad de cubierta de nieve que podía sobrevivir al deshielo estival, provocando el crecimiento o el retroceso de los mantos de hielo. En el verano calórico de Milanković, a pesar de no tener en cuenta la duración estacional, la precesión controla las latitudes bajas, mientras que la oblicuidad controla las latitudes altas.

El concepto de verano calórico de Milanković fue abandonado en favor de la insolación del 21$^{(st)\ de}$junio después de Berger (1978). La insolación estival de 65° N depende casi completamente de la precesión, y fue introducida en los primeros modelos (Kutzbach 1981). Rápidamente se adoptó como el parámetro de Milankovitch de elección a pesar de no ser la propuesta de Milanković. Se trata de un error importante porque la precesión como control glacial tiene un talón de Aquiles en la segunda ley de Kepler. Cuanto más cerca esté la Tierra del Sol durante el verano del hemisferio norte, mayor será su velocidad y más corto el verano. Por tanto, el número de días con insolación suficiente para fundir el hielo es menor, lo que

se traduce en una menor fusión. El proyecto SPECMAP ha grabado literalmente en piedra este error al sintonizar los registros isotópicos oceánicos con la precesión, lo que da lugar a una argumentación circular, ya que ahora la precesión afecta al clima porque los registros climáticos están sintonizados con la precesión. Pero la impronta de la oblicuidad en el clima está en todas partes. Incluso en los trópicos, donde el efecto de la oblicuidad debería ser muy bajo, hay un claro efecto de la oblicuidad en los proxies climáticos, como los patrones de sapropel mediterráneos resultantes de los cambios impulsados por la insolación del monzón de África Occidental. Se ha propuesto como explicación un efecto del gradiente latitudinal de insolación, que depende principalmente de la oblicuidad (Bosmans et al. 2015).

La desviación de la moderna Teoría de Milankovitch de la insolación estival semestral vinculada a la oblicuidad a la insolación estival máxima vinculada a la precesión tiene importantes repercusiones climáticas. La Teoría de Milankovitch se vinculó originalmente a un efecto de 41 kyr, mientras que en la actualidad se esfuerza en buscar un efecto de 23 kyr, sin que la mayoría de los autores sean conscientes del origen de los problemas. Sin haber aclarado esta importante cuestión que se revisará más adelante, los debates actuales sobre la Teoría de Milankovitch versan sobre el papel de moda del CO2 en la terminación glaciar (Shakun et al. 2012), sobre un modelo de tres etapas con condiciones interglaciares, glaciares leves y glaciares plenas (Paillard 1998), o sobre un cambio en el hielo marino para explicar por qué otros picos en la insolación estival de 65° N no consiguen sacar al mundo de un glaciar hasta que el ciclo de excentricidad entra en acción 100 kyr más tarde (Gildor & Tziperman 2000).

2.3 Problemas de la teoría de Milankovitch

La teoría actual, tal y como se presenta en los libros de texto, explica las glaciaciones por la insolación estival a 65° N, al ritmo del ciclo de excentricidad de 100 kyr, y cuenta con el apoyo del consenso científico. Sin embargo, tiene algunos problemas importantes que ponen en tela de juicio su validez, y la mayoría de ellos se deben a la adopción de la insolación máxima estival de 65° N como parámetro significativo.

2.3.1 La transición de mediados del Pleistoceno

La hipótesis de Milutin Milanković, basada en los veranos fríos de Joseph Murphy, sostenía que el ciclo de oblicuidad de 41 años afectaba a la cantidad de energía recibida en las latitudes altas durante los semestres calóricos del verano, lo que provocaba glaciación o deglaciación al atravesar el umbral de fusión/acumulación de hielo. Cuando Hays et al (1976) analizaron los núcleos bentónicos de los últimos 468 ka, encontraron la señal de los 41 ka, pero una más fuerte a los 100 ka. La teoría de Milankovitch no daba cabida a la excentricidad, ya que su forzamiento es extremadamente pequeño. El problema se agravó cuando más núcleos bentónicos ampliaron el registro a los últimos 5 Myr (Lisiecki & Raymo 2005). Antes de 1,2 Ma el registro mostraba interglaciares espaciados en un ciclo de 41 años, pero después de 0,8 Ma en un ciclo de 100 años (Fig. 2.2). El periodo de 1,2-0,8 Ma se denominó Transición del Pleistoceno Medio (TPM), y nadie sabe qué causó el cambio en la periodicidad glaciar. No se conocen cambios orbitales, cambios en la actividad solar ni cambios en los gases de efecto invernadero que puedan explicar una transición geológicamente abrupta de un espaciamiento interglaciar de 41 a 100 años. Esencialmente, los científicos están atrapados en un doble aprieto. Una explicación de la periodicidad glaciar de 100 kyr en términos de excentricidad e insolación del verano boreal conduce a un inexplicable planeta pre-MPT de 41 kyr, mientras que una explicación del ciclo glaciar en términos de oblicuidad de 41 kyr se queda corta para explicar el planeta post-MPT de 100 kyr. En realidad, se trata de un falso dilema que puede explicarse fácilmente en términos del principio de Occam.

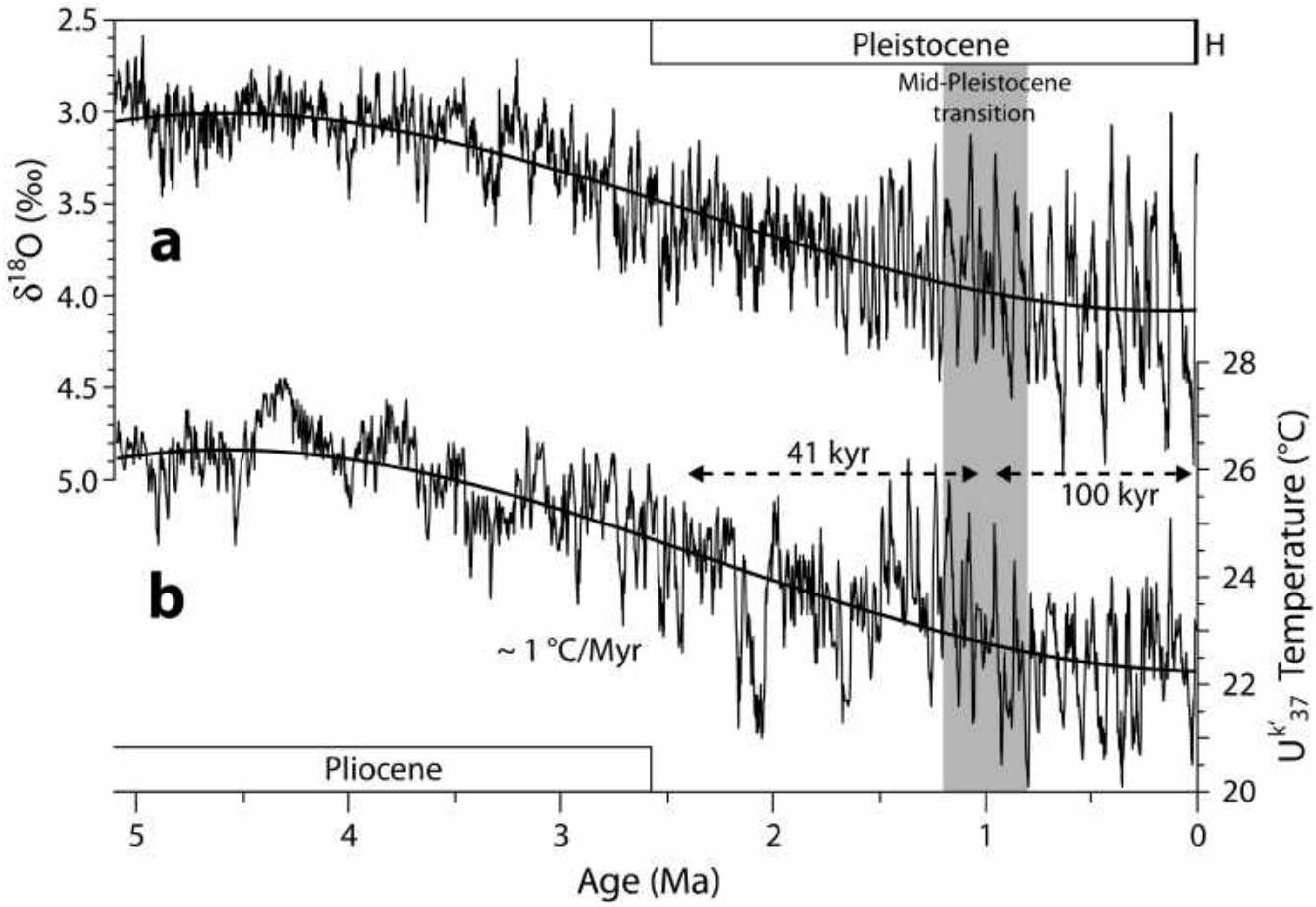


Fig. 2.2 La Transición del Pleistoceno Medio
Dos proxies diferentes de la temperatura, **a)** el isótopo $\delta^{18}O$ en núcleos bentónicos, y **b)** la alkenona $U^{(K')}_{(37)}$en sedimentos marinos, muestran el progresivo enfriamiento de la Tierra a lo largo del Plioceno. A principios del Pleistoceno, se produjeron glaciaciones a intervalos de 41 kyr. A medida que avanzaba el enfriamiento , este intervalo se alargó hasta los 100 kyr en lo que se denomina la Transición del Plioceno Medio. H, Holoceno. Según Zachos et al. (2001), y Lawrence et al. (2006).

2.3.2 El problema de los 100 kyr

El problema más importante de la interpretación moderna de la teoría de Milankovitch es el de los 100 años. Proviene de la necesidad de explicar la frecuencia de 100 kyr observada en los proxies del volumen de hielo global en términos de cambios orbitales que no coinciden con la respuesta climática observada al forzamiento calculado. Durante el último millón de años, el volumen de hielo glacial, medido por los cambios en el isótopo ^{18}O, ha oscilado con una periodicidad principal de 97 kyr (Fig. 2.3). El único ciclo orbital en esa periodicidad es el ciclo de excentricidad, pero la excentricidad es un forzamiento casi insignificante por sí mismo. Así que Hays, Imbrie, y Shackleton (1976), propusieron que la excentricidad estaba jugando su papel de una manera no lineal. El problema se agrava porque el ciclo principal de la excentricidad es de 405-kyr y ese ciclo apenas se ve en el registro bentónico (Fig. 2.3). Nie (2018) mostró que la periodicidad de 405-kyr en el monzón de verano de Asia Oriental y el volumen global de hielo se intensificaron durante el Plioceno y el Pleistoceno temprano debilitándose significativamente en el MPT, por lo que, nos quedamos con la conclusión de que desde entonces la excentricidad produce un efecto multiplicativo durante sus ciclos menores de 95 y 125-kyr, pero ningún efecto importante de su ciclo mayor de 405-kyr. Maslin & Ridgwell (2005) lo llaman *"el mito de la excentricidad".* Además, el cambio de las glaciaciones de 41-kyr del Pleistoceno temprano a las de 100-kyr del Pleistoceno tardío se produjo sin ningún cambio conocido en la insolación, por lo que, en su encarnación actual, la Teoría de Milankovitch no sirve para explicarlo.

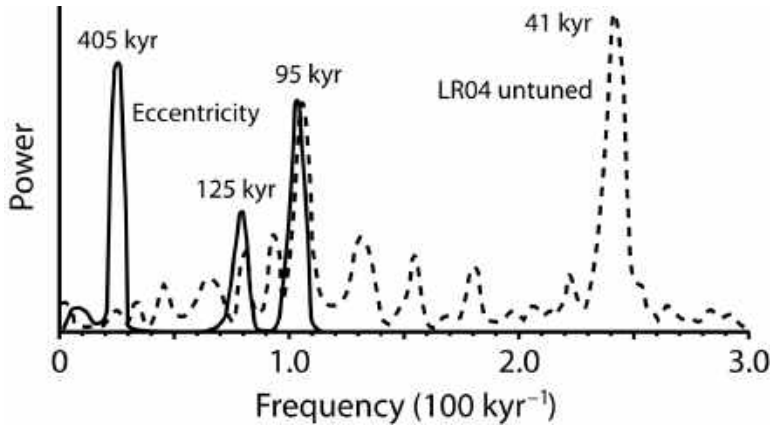


Fig. 2.3 Diferencias espectrales entre excentricidad y volumen global de hielo
El espectro multitaper de excentricidad orbital (línea continua) muestra tres picos principales a 405, 125 y 95 kyr. El registro proxy de temperatura y volumen de hielo isotópico $\delta^{18}O$ de la pila bentónica LR04 no sintonizada muestra un pico cerca de 100 kyr, pero un pico poco notable a 125 kyr y muy poca señal a 405 kyr. Según Rial et al. (2013).

El problema de los 100 kyr se ilustra mejor en la Fig. 2.4 donde analizamos la Teoría de Milankovitch, a través de la descomposición del pico de insolación estival de 65° N en sus componentes: excentricidad, oblicuidad y precesión (Fig. 2.4a); y lo comparamos con la evidencia de los registros proxy de temperatura (Fig. 2.4b), analizados en el dominio de la frecuencia para revelar sus principales componentes cíclicos. Nótese que raramente se ve la excentricidad trazada en su verdadero forzamiento comparativo. La disparidad es tan evidente (Fig. 2.4c) que la actual hipótesis consensuada del ciclo glaciar no puede ser correcta. Excepto en la banda de oblicuidad de 41 kr, existe un desajuste total entre el forzamiento propuesto y el efecto climático observado. La precesión aporta la mayor parte de la variación energética en 65° N pico de insolación estival, mientras que su efecto sobre el volumen de hielo es pequeño, y sus picos de frecuencia (o bandas en la Fig. 2.4c) muestran poca prominencia. La excentricidad contribuye con un orden de magnitud menos de energía que los otros componentes orbitales, y sin embargo muestra la mayor respuesta climática.

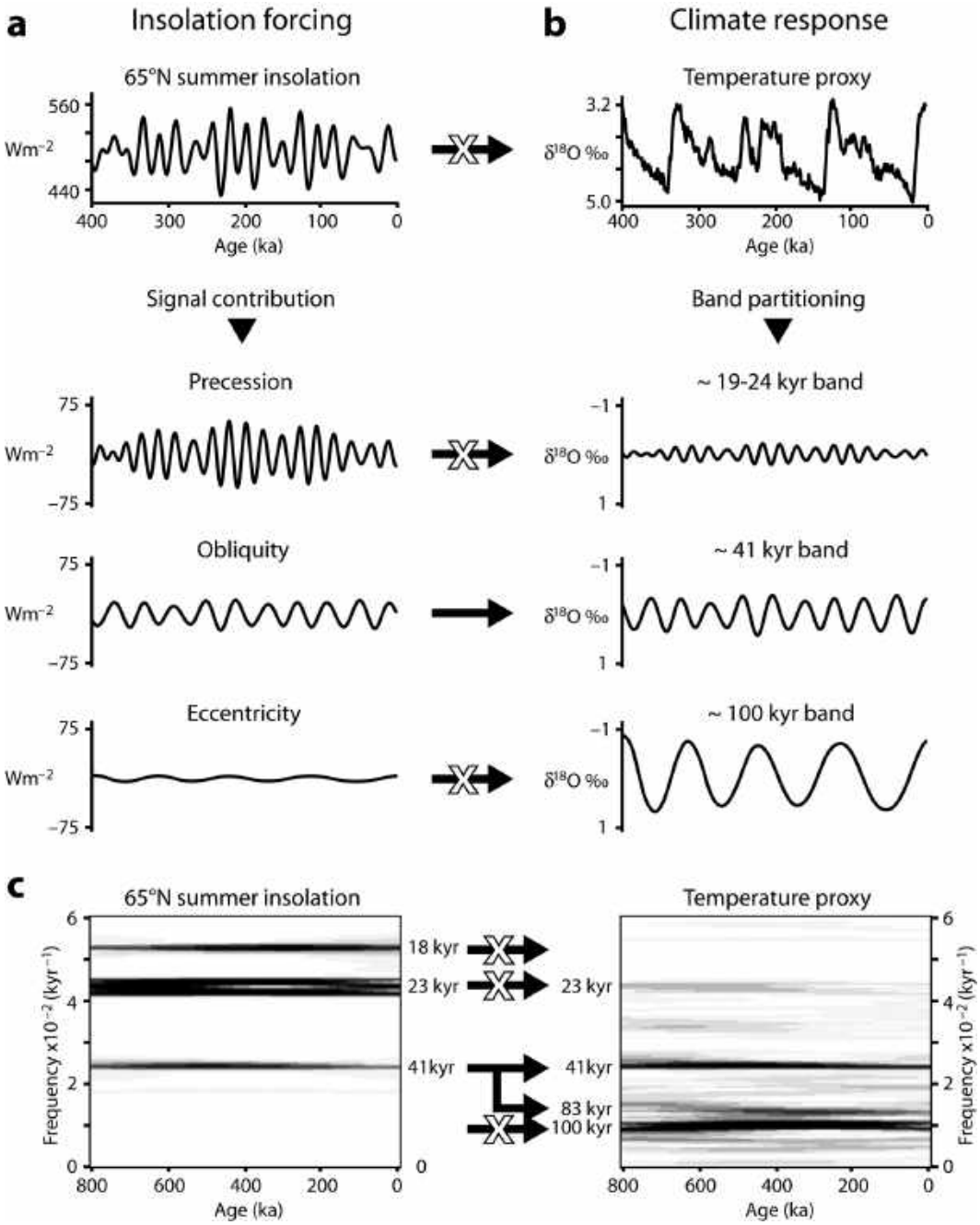


Fig. 2.4 El problema de los 100 mil años

La teoría de Milankovitch, en su forma actual consensuada, tropieza con problemas para explicar la disparidad entre las predicciones y las observaciones. **a)** El cálculo de la insolación estival de 65° N muestra que el rango previsto de 105 W/m^{2}se debe principalmente a la contribución de la precesión, seguida de la oblicuidad con una magnitud similar. La contribución de la excentricidad es un orden de magnitud menor. **b)** Cuando se analiza el espectro proxy global del volumen de hielo, la banda principal es una banda de 100 kyr, seguida en intensidad por una banda de 41 kyr, mientras que la banda de 19-24 kyr apenas es detectable. Así, el contribuyente más fuerte da la señal más débil, mientras que la señal más fuerte llega a una frecuencia de lo que debería ser un contribuyente insignificante, y el único cambio orbital que da una respuesta acorde a su forzamiento es la oblicuidad. Según Imbrie et al. (1993). **c)** Transformada de Gabor (análisis de Fourier con ventana de tiempo-frecuencia) de 65° N cálculos de insolación estival de la órbita de la Tierra durante los últimos 800 kyr (panel izquierdo). El principal contribuyente a la señal es el periodo de 23 kyr, seguido del periodo de 18 kyr, ambos procedentes de ciclos de precesión, con la banda menos intensa del ciclo de oblicuidad de 41 kyr a continuación, como se muestra en a). Panel derecho, el mismo análisis realizado sobre datos de temperatura procedentes de observaciones (registro de deuterio del núcleo de hielo EPICA Dome C). El proxy de temperatura apenas responde a la precesión, ya que la banda a 23 kyr es muy tenue. En cambio, vemos bandas de oblicuidad a 41 y 83 kyr (doble armónico) y la banda prominente a 100 kyr, que no puede ser la excentricidad, ya que falta lo que debería ser una banda aún más fuerte a 405 kyr. Según Pollard & Baez (2013).

Muller & MacDonald (1997) mostraron que el pico espectral de 100 kyr de los datos de isótopos climáticos es demasiado estrecho para ser el resultado de dos componentes de 95 y 125 kyr, como requieren los datos astronómicos (Fig. 2.3). Se han propuesto diferentes explicaciones para la ausencia de bandas de frecuencia de 405 y 125 kyr en los registros proxy, como que el ciclo de 100 kyr se debe a la inclinación orbital de la Tierra (Muller & MacDonald 1997), que está ritmado por cada cuarto o quinto ciclo de precesión (Ridgwell et al. 1999), o como una aparición de sincronización forzada como un armónico de la banda de 405 kyr (Rial et al. 2013). Otro problema es que para los últimos 5 Myr existe una fuerte correlación negativa (-0,69) entre la potencia de 100-kyr de la excentricidad y el proxy climático $\delta^{18}O$ en núcleos bentónicos (Lisiecki 2010), por lo que, en esencia, cuanto más fuerte es el forzamiento de la excentricidad, más débil es la respuesta climática. Esta es una seria objeción a la respuesta no lineal propuesta por Hays et al. (1976), ya que tiene que ser simultáneamente no lineal e inversa.

2.3.3 El problema de la causalidad

En segundo lugar en importancia está el problema de la causalidad, ejemplificado en "el problema del estadio 5". El estadio 5e de los isótopos marinos se utiliza aquí como nombre alternativo para el interglaciar anterior, también conocido como Eemiano. De acuerdo con la insolación, el calentamiento hacia el Eemiense o Estadio de Isótopos Marinos (EIM) 5e debería haber comenzado como muy pronto a los 135 ka, sin embargo los datos obtenidos en 1992 a partir de cristales de una cueva de Nevada llamada Devils Hole indican que para esa fecha la Terminación Glacial II estaba esencialmente terminada (Winograd et al. 1992; Ludwig et al. 1992; Fig. 2.5). Sobre esos datos estalló una gran polémica en la literatura que no ha remitido desde entonces (véase Moseley et al. 2016, y múltiples comentarios al respecto en Science vol. 354, número 6310, 2016). Pero los datos de Devils Hole no son los únicos, ya que se han descubierto datos similares en arrecifes de coral de las Bahamas (Gallup et al. 2002), Barbados y Papúa Nueva Guinea, y en sedimentos del margen ibérico y espeleotemas de cuevas italianas (Drysdale et al. 2009), y todos ellos indican que la terminación se completó esencialmente en 135 ka. Una fecha en la que la insolación estival de 65° N estaba todavía por debajo de los niveles del 70% de los 100 kyr anteriores (Fig. 2.5). La cuestión sigue sin resolverse, pero los datos adicionales indican que MIS 5e podría no ser la única terminación glaciar en la que el efecto parece preceder a la causa. MIS 15c muestra la misma situación. El problema se complica aún más porque la insolación estival se ha utilizado como criterio definitorio para datar el inicio y el final de las glaciaciones en los sedimentos de la serie oficial SPECMAP, patrocinada por la ONU. Esto da lugar a un razonamiento circular, ya que se supone que la insolación calculada marca el ritmo de las glaciaciones y los finales y se ha utilizado para fecharlos. Véase Puetz et al. (2016) para una fuerte crítica de la práctica del ajuste orbital de los registros.

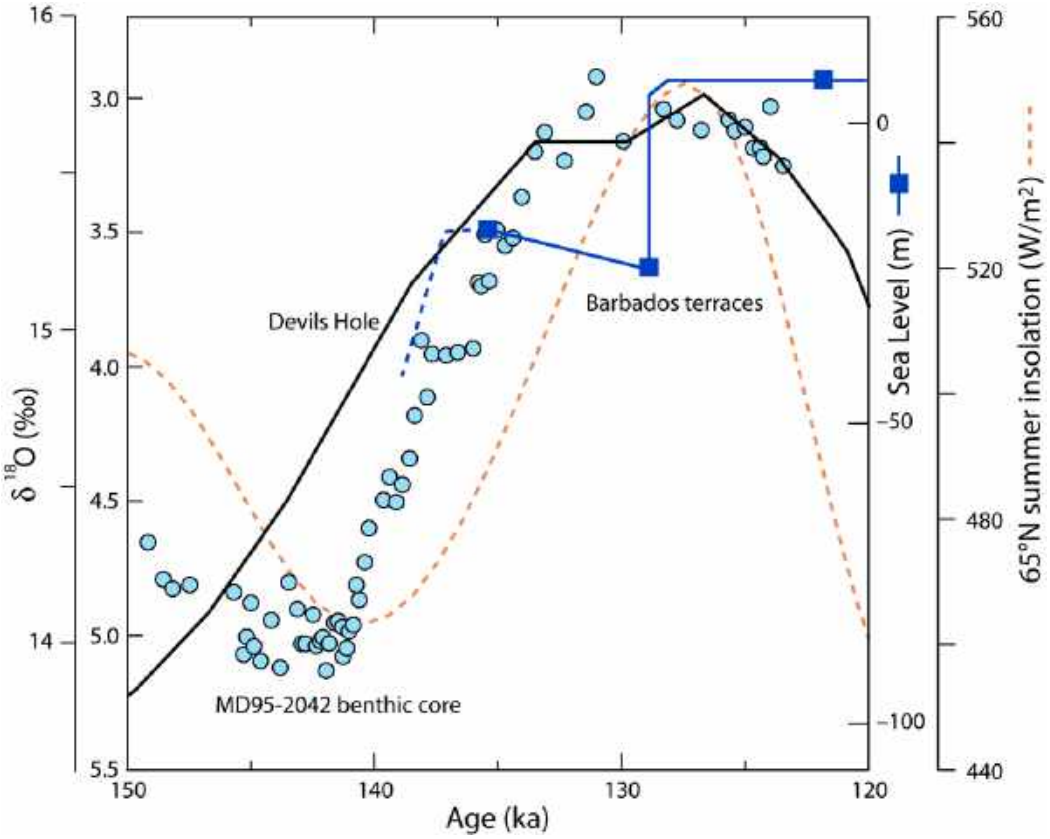


Fig. 2.5 El problema de la causalidad
Según la teoría de Milankovitch, la terminación glaciar II, que conduce al estadio MI 5e o al interglaciar Eemiano, no podría haber comenzado antes de 135 ka debido a la baja insolación estival de 65° N (línea discontinua). Sin embargo, los datos de la cueva de Devils Hole (línea negra, escala exterior izquierda; según Landwehr et al. 1997) indican un comienzo mucho más temprano, puesto que la deglaciación ya estaba muy avanzada en 140 ka. Los datos de los arrecifes de coral de Barbados (cuadrados, escala interior derecha; según Gallup et al. 2002)) apoyan el inicio temprano, ya que en 136 ka, según los niveles del mar, la terminación II ya se había completado en un 80%. Registro de $\delta^{18}O$ del núcleo bentónico del margen ibérico MD95-2042 que apoya una temprana Terminación-II (círculos, escala interior izquierda; según Drysdale et al. 2009). La oblicuidad (no mostrada) comenzó a aumentar 10 kyr antes que la insolación, en 150 ka.

2.3.4 El problema de la asimetría

Un tercer problema es que los ciclos glaciares son simétricos entre los hemisferios, ya que ambos se calientan o enfrían simultáneamente, mientras que el forzamiento estacional de precesión (y la insolación estival de 65° N) es antisimétrico. Es decir, cuando un hemisferio se calienta el otro se enfría. Como el CO2 es un gas relativamente bien mezclado en la atmósfera global, se afirma que también puede ser responsable de la sincronía interhemisférica (Lorius et al. 1985).

2.3.5 El problema de los 41 años

Un cuarto problema que rara vez se discute es el de los 41 kyr. Si la moderna Teoría de Milankovitch tiene dificultades para explicar el ciclo glaciar en los últimos 0,8 millones de años, no tiene menos problemas para explicarlo entre hace 3-0,8 millones de años. Durante ese periodo, las temperaturas y el volumen global de hielo variaron casi exclusivamente en el periodo de oblicuidad de 41 kyr, mientras que el pico de insolación estival de alta latitud siempre está dominado por la precesión. Si explicamos los interglaciares en términos del pico de insolación estival como mecanismo impulsor, entonces la periodicidad de 41 kyr encontrada en el registro Plio-Pleistoceno anterior al MPT queda sin explicación.

2.4 Pruebas de que el ritmo interglaciar no sigue un ciclo de 100 kyr

La afirmación de que los interglaciares siguen un ciclo de 100 años es sorprendente. Según la pila de núcleos de sedimentos marinos LR04 o el núcleo de hielo antártico EPICA Dome C, ningún interglaciar de los últimos 800.000 años comienza 100.000 años después del anterior. Las periodicidades de 95 y 125 kyr vinculadas a la excentricidad tampoco son intervalos especialmente favorecidos. La Tabla 2.1 muestra la distancia entre el inicio de cada interglaciar de los últimos 800 kyr y el inicio del anterior, utilizando la temperatura al inicio del Holoceno (0° C de anomalía en los datos del EPICA Dome C) como criterio definitorio de la fecha de inicio (extrapolando la tasa de calentamiento de los interglaciares que no alcanzaron 0° C, ver Fig. 14.7). También es difícil entender cómo se puede apoyar la hipótesis de un ciclo de 100 kyr basándose en 11 interglaciares dentro de los últimos 800 kyr que tienen un espaciado medio de 72,7 kyr, muy lejos de los 100 kyr.

Interglacial	Start date	kyr from previous
MIS 19c	–787,000	77
MIS 17	–707,000	80
MIS 15c	–624,400	82.6
MIS 15a	–579,600	44.8
MIS 13a	–499,000	80.6
MIS 11c	–424,800	74.2
MIS 9e	–335,500	89.3
MIS 7e	–243,800	91.7
MIS 7c–a	–214,700	29.1
MIS 5e	–131,400	83.3
MIS 1	–11,700	119.7

Tabla 2.1 Interglaciares de los últimos 800.000 años
La fecha de inicio del interglaciar se determinó directamente a partir de los datos de temperatura del EPICA Dome C a partir de los cambios isotópicos de δDeuterio (Jouzel et al. 2007). La distancia temporal entre interglaciares se calculó entre las fechas de inicio. La distancia media es de 72,7 kyr, mientras que la distancia más frecuente es de c. 82 kyr.

Para aclarar esta cuestión, he trazado la fecha de inicio interglaciar frente a la distancia desde la fecha de inicio interglaciar anterior, siguiendo a Mearns & Milne (2016). El resultado se muestra en la Fig. 2.6. Los datos indican claramente que el

espaciamiento de los interglaciares tiende a caer en múltiplos del ciclo de oblicuidad de 41.000 años. Hay dos interglaciares anómalos, MIS 11c que fue inusualmente largo, y MIS 7e que fue inusualmente corto. Es posible que el MIS 11c fuera largo porque empezó pronto, y que el MIS 7e fuera corto porque empezó tarde. Corrigiendo esta posibilidad se establece también el intervalo de los dos siguientes interglaciares como múltiplos de la frecuencia de oblicuidad (Fig. 2.6, flechas) y se muestra cada interglaciar de los últimos 800 kyr espaciado en múltiplos de oblicuidad.

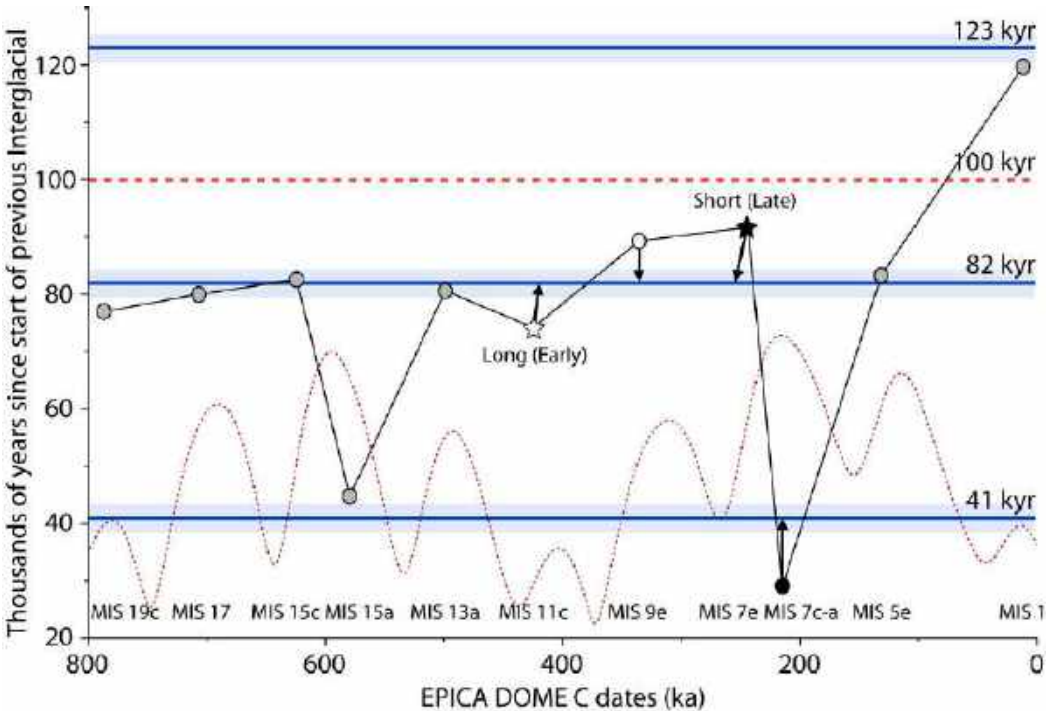


Fig. 2.6 El mito de los 100 kyr
Gráfico de la fecha de inicio del interglaciar frente a la distancia a la fecha de inicio del interglaciar anterior, según Mearns & Milne (2016). El espaciado de los interglaciares muestra una fuerte tendencia a caer en múltiplos de la frecuencia de oblicuidad (bandas horizontales). La longitud anómala de los interglaciares MIS 11c (estrella blanca) y MIS 7e (estrella negra) puede explicarse en parte como debida a un inicio temprano y tardío respectivamente. Si se tuvieran en cuenta sus transgresiones de longitud y se corrigieran en el gráfico, eso haría que los siguientes interglaciares (círculos blanco y negro) se ajustaran a múltiplos de la frecuencia de oblicuidad (flechas), y cada punto estaría cerca de las bandas. Curva de puntos, excentricidad. Obsérvese cómo una excentricidad alta coincide con un espaciamiento más corto de los interglaciares, y en el caso del MIS 1, una excentricidad baja coincide con un espaciamiento más largo.

Otra observación es que en momentos de alta excentricidad en el ciclo de excentricidad de 405 kr, como en 600 ka y 200 ka, el espaciamiento interglaciar cae a c. 41-kyr (MIS 15c/MIS 15a, MIS 7e/MIS 7c-a; Fig. 2.6); entonces, ¿cómo es posible que la excentricidad promueva una periodicidad interglaciar de 100-kyr si en los momentos en que la excentricidad es mayor la frecuencia de interglaciares aumenta a 41-kyr? Esta observación apoya el hallazgo de Lorraine Lisiecki de una anticorrelación entre excentricidad y clima en el Plio-Pleistoceno (Lisiecki 2010).

La presencia de dos interglaciares separados por un solo ciclo de oblicuidad (41 kyr) en épocas de excentricidad muy alta (Fig. 2.6) sugiere la existencia de un patrón repetitivo que sigue el ciclo de excentricidad de 405 kyr, donde la longitud de una unidad viene dada por la distancia entre MIS 15a y MIS 7c-a, 365.000 años, o nueve ciclos de oblicuidad, durante los cuales tienen lugar cinco interglaciares, cuatro de ellos separados por 82 kyr y uno por 41 kyr. El espaciado medio de los interglaciares sería entonces de 73 kyr, muy próximo al valor medio de 72,7 kyr para toda la serie. Los interglaciares tendrían lugar cada 1,8 ciclos de oblicuidad. Sin embargo, el ciclo es irregular, como demuestra la existencia de interglaciares cortos y largos y el pasado periodo glaciar que duró tres ciclos de oblicuidad.

2.5 Pruebas de que es la oblicuidad, y no la precesión, la que marca el ritmo de los interglaciares

Las pruebas de que la oblicuidad marca el ritmo de los interglaciares son tan abundantes y claras que resulta sorprendente que la opinión de consenso predominante se oponga a ello. A principios de la década de 1980 se propuso que el ritmo de los interglaciares lo marcaban los cambios en el forzamiento de la insolación máxima causados principalmente por las variaciones precesionales. Desde entonces, la creencia en el efecto climático de las variaciones de la insolación estival a 65° N está

profundamente arraigada. Pero son las pruebas, que perduran, y no el consenso de opinión, que cambia con el tiempo, lo que determina la corrección de una hipótesis. Repasemos las pruebas a favor de la oblicuidad:

2.5.1 La oblicuidad controlaba las glaciaciones antes de la Transición del Pleistoceno Medio

En efecto, los ciclos glaciares estuvieron regidos por el ciclo de oblicuidad de 41 kyr durante la mayor parte de la Edad de Hielo del Cuaternario anterior a la TPM (Figs. 2.2 y 2.7), y los ciclos de 23 y 100 kyr no aparecieron por ninguna parte en ese periodo. La explicación más sencilla es que la oblicuidad sigue cumpliendo su función.

2.5.2 Los interestadiales siguen bajo el control de la oblicuidad

A lo largo del Plio-Pleistoceno, la Tierra se ha ido enfriando progresivamente (Fig. 2.2). El enfriamiento del planeta llegó a un punto en torno a 1,5 Ma en el que algunos interglaciares empezaron a verse afectados y no alcanzaron lo que consideramos temperaturas interglaciares, por lo que no los consideramos interglaciares y no les asignamos números en la secuencia MIS (Fig. 2.7, asteriscos). Los llamamos interestadiales y no son más que interglaciares fríos entre estadiales fríos. El MPT no implicó ningún cambio en la insolación, ni en los ciclos orbitales, por lo que los defensores de la hipótesis de Milankovitch de 100 kyr de insolación están en desacuerdo para explicar cómo un ciclo de oblicuidad se convirtió en un ciclo de excentricidad.

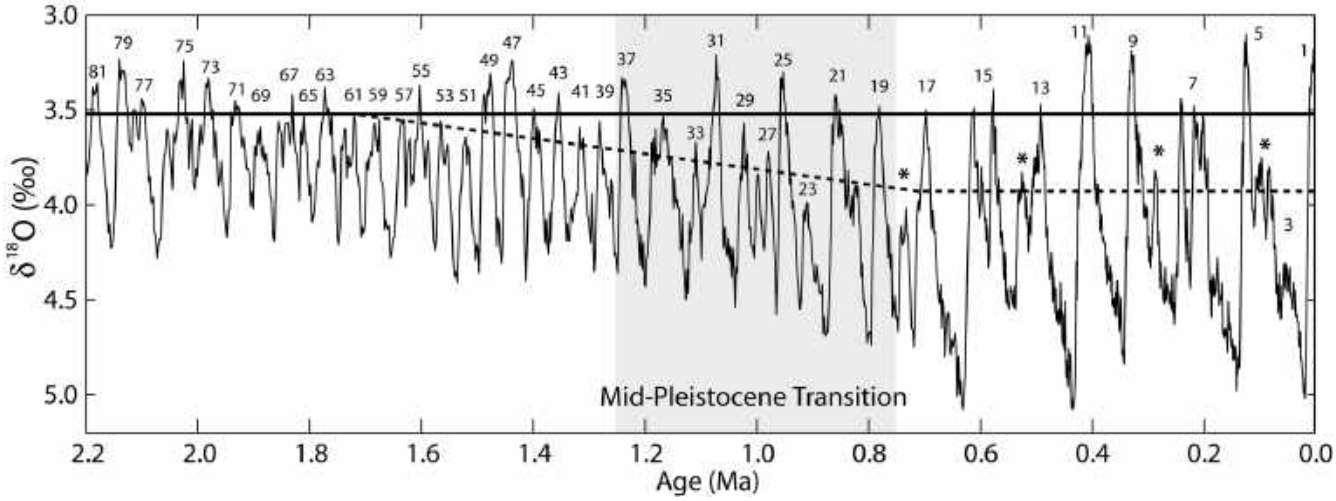


Fig. 2.7 Registro indirecto de temperatura del Pleistoceno
El registro isotópico $\delta^{18}O$ de la pila LR04 de 53 núcleos bentónicos de todo el mundo (según Lisiecky & Raymo 2005) muestra que desde hace aproximadamente 1,5 millones de años algunos interglaciares continuaron alcanzando la temperatura media interglaciar anterior (línea horizontal continua), mientras que otros mostraron una tendencia decreciente de la temperatura media interglaciar (línea discontinua), y no se consideran interglaciares. A los periodos de mayor temperatura más recientes que el MIS 23 que no alcanzaron niveles interglaciares no se les suele asignar un número MIS (asteriscos). Durante los últimos 600 kyr el mundo ha detenido o reducido mucho su ritmo de enfriamiento anterior.

La cuestión más interesante no es por qué algunos periodos de calentamiento inducidos por la oblicuidad no alcanzan lo que consideramos temperaturas interglaciares, sino por qué algunos consiguen alcanzarlas dado el enfriamiento del planeta.

2.5.3 La temperatura muestra una clara respuesta a los cambios en la insolación 70-90° relacionados con la oblicuidad

Aunque los cambios precesionales afectan en gran medida a la cantidad de insolación durante un periodo de tres meses, ese cambio se promedia rápidamente en los nueve meses siguientes, dejando la insolación anual total sin cambios. Por el contrario, los cambios de oblicuidad añaden una cantidad significativa de calentamiento en latitudes altas (70-90°) año tras año durante un periodo de miles de años y pueden tener un enorme efecto acumulativo (Fig. 2.8). El registro indirecto de temperatura muestra claramente que la temperatura disminuye durante los periodos de déficit de insolación polar vinculado a la oblicuidad (líneas azules discontinuas en la Fig. 2.8), y aumenta durante los periodos de superávit de insolación polar vinculado a la oblicuidad (líneas rojas discontinuas en la Fig. 2.8).

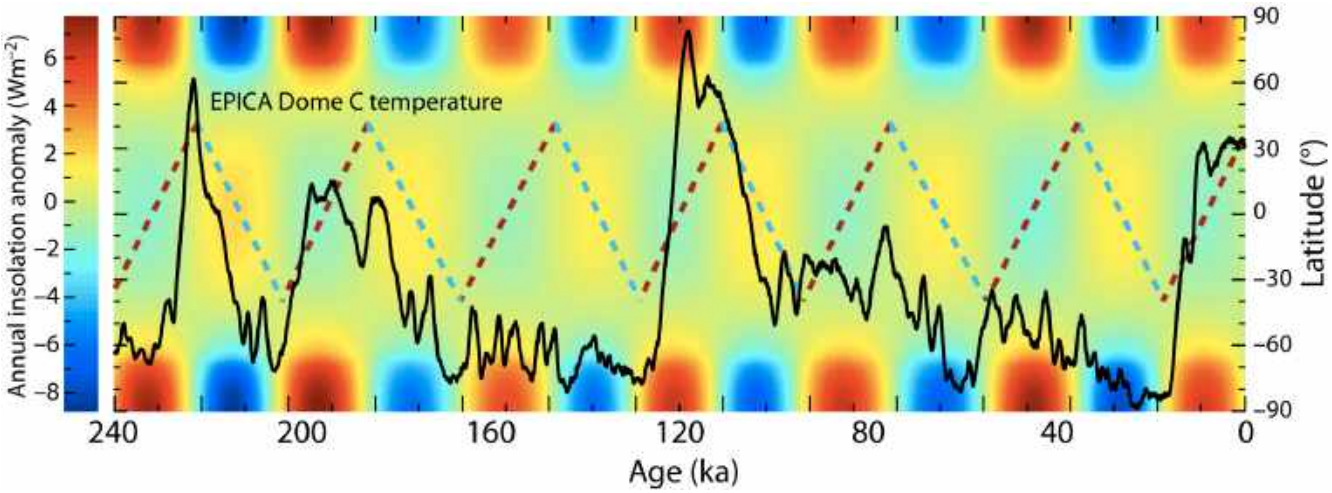


Fig. 2.8 Cambios anuales de insolación en latitudes altas y el problema de simetría
Los cambios en la insolación anual por latitud y edad se muestran en una escala de colores. Se deben esencialmente a cambios en la oblicuidad, ya que los cambios en la insolación por precesión se promedian entre estaciones dentro del mismo año. Los cambios persistentes de insolación en las altas latitudes duran miles de años y se corresponden bastante bien con los cambios de temperatura en la Antártida, mostrados como una línea negra superpuesta (sin escala). Los ciclos glaciares-interglaciares muestran respuestas de temperatura simétricas en ambos hemisferios. Se muestra esquemáticamente el ciclo de oblicuidad, desplazado 90° (10,25 kyr) de modo que las líneas discontinuas rojas ascendentes corresponden a periodos con excedente de insolación polar, y las líneas discontinuas azules descendentes corresponden a periodos con déficit de insolación polar. La temperatura antártica responde principalmente a los cambios de oblicuidad, no a los cambios de insolación en las altas latitudes del sur en verano (no se muestra). Este efecto contribuye a mantener la sincronía interhemisférica durante el ciclo glaciar.

2.5.4 La temperatura responde mal a los cambios de insolación ligados a la precesión

El pico de insolación estival está dominado por el ciclo de precesión de 23 kyr. Cuando se realiza un análisis de frecuencias sobre los datos astronómicos de insolación y los datos proxy de temperatura, sólo se detecta una respuesta muy pequeña de la temperatura a las bandas de precesión (Fig. 2.4c panel derecho). La única respuesta consistente entre los datos astronómicos de insolación y temperatura viene dada por la oblicuidad. No sólo no hay una señal significativa para un ciclo de 23 kyr en los datos, sino que si la insolación de verano de 65° N es tan importante se hace difícil explicar por qué a veces tiene un efecto enorme en las temperaturas y otras veces casi no tiene efecto.

2.5.5 La temperatura muestra una mejor concordancia de fase con la oblicuidad

Cuando siete interglaciares de los últimos 800 kyr se alinean por temperatura, sus curvas de oblicuidad también se alinean (Fig 2.9). El máximo de oblicuidad se produce a tan sólo 4.000 años del inicio del interglaciar, a pesar de tratarse de un ciclo de 41 kyr. Una coherencia de fase tan estrecha entre la oblicuidad y la temperatura indica que la temperatura está bajo el control de la oblicuidad. Las fases de oblicuidad y temperatura están desplazadas 28,5° (c. 6.500 años de retraso), lo que indica un desfase en la respuesta climática al forzamiento orbital. Un fenómeno similar se observa en las temperaturas regionales actuales, que muestran un retraso de aproximadamente un mes respecto a los cambios de insolación (los días más cálidos se producen aproximadamente un mes después del solsticio de verano). El forzamiento Milankovitch es mucho menor y requiere mucho más tiempo para producir cambios mucho mayores.

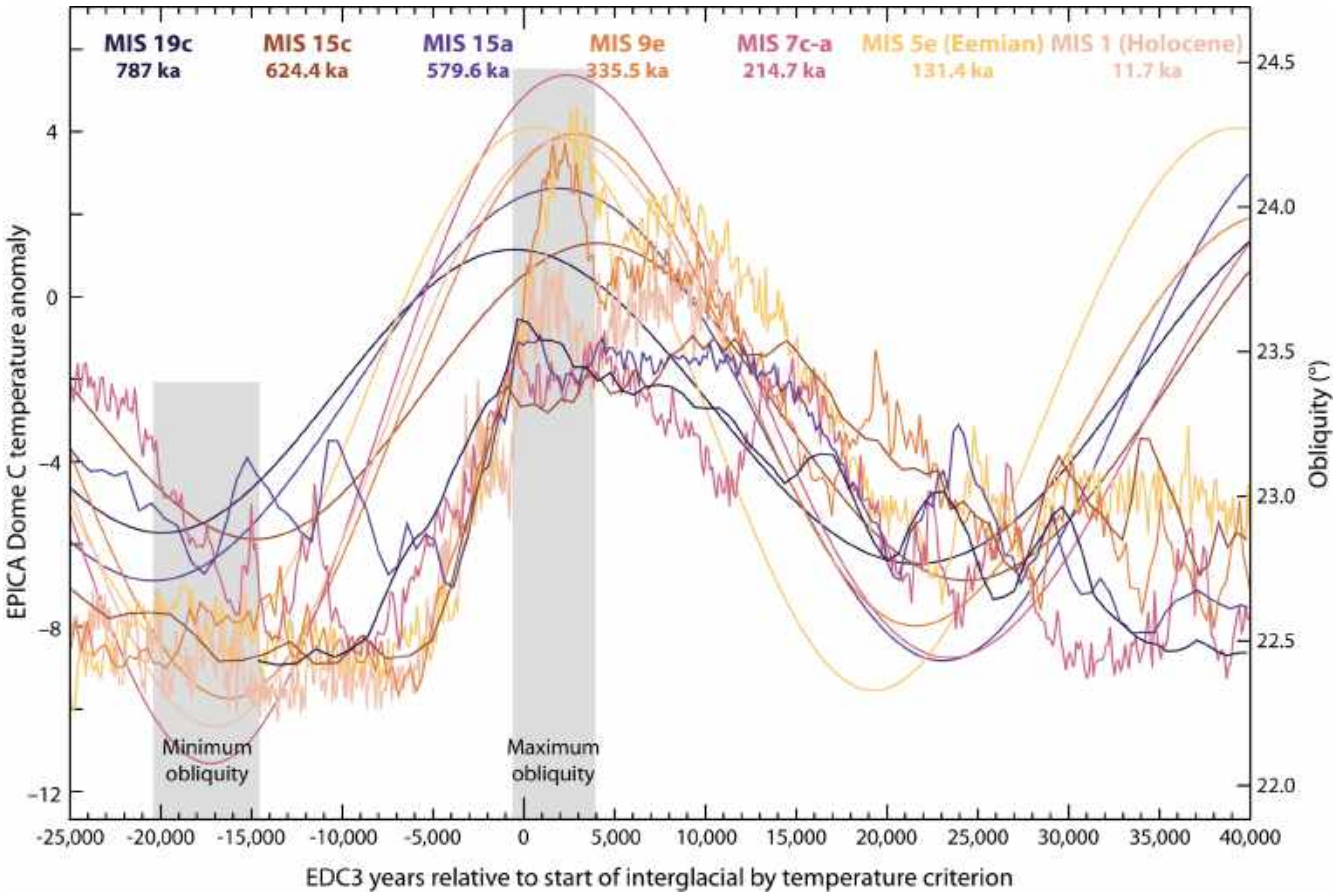


Fig. 2.9 Alineación interglaciar con oblicuidad
Los interglaciares MIS 1, 5e, 7c-a, 9e, 15a, 15c y 19c fueron alineados por la temperatura en su inicio. Sus oblicuidades muestran entonces un grado significativo de sincronización. La oblicuidad toca fondo entre 20 y 15.000 años antes del inicio del interglaciar. El calentamiento de la Antártida comienza unos 10.000 años más tarde, y avanza tan rápido que las temperaturas medias interglaciares se alcanzan cuando la oblicuidad alcanza su punto máximo, unos 19.000 años después de que comenzara a aumentar. El interglaciar llega a su fin con un retraso de unos 5.000 años sobre la oblicuidad descendente. Datos del EPICA Dome C según Jouzel, et al. (2007). Datos astronómicos según Laskar et al. (2004). Algunos interglaciares no se tuvieron en cuenta por su duración anómala (MIS 11c, MIS 7e), o por su perfil de temperatura anómalo (MIS 13a, MIS 17).

La misma alineación de temperaturas incluyendo las curvas de insolación de 65° N 21stde junio (Fig. 2.10) muestra mucha más variabilidad (compárese con la Fig. 2.9). Esta variabilidad subraya que para MIS 7c-a, MIS 5e y MIS 15c la insolación no pudo haber impulsado la terminación glaciar. En el primero, el aumento de la insolación interglaciar tuvo lugar demasiado pronto y en los dos últimos demasiado tarde (Fig. 2.10, círculos; véase la Secc. 2.3.3). Este problema ha sido ampliamente discutido para MIS 5e, conocido como el problema de la causalidad, ya que hay abundantes datos que muestran que la Terminación Glacial II tuvo lugar antes de que la insolación fuera lo suficientemente alta como para impulsarla (Fig. 2.5). MIS 7c-a y MIS 15c apoyan que no es una excepción.

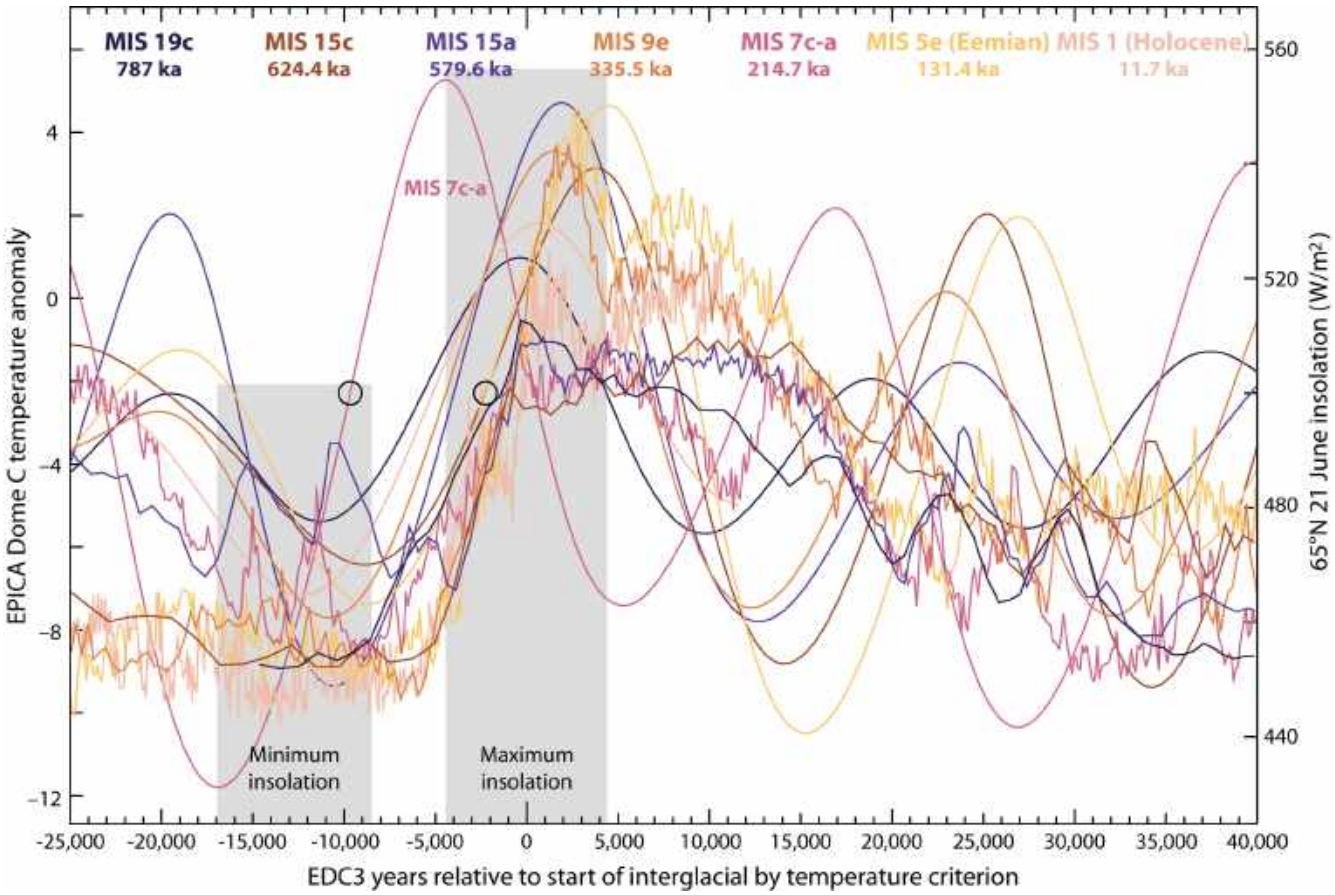


Fig. 2.10 Alineación interglaciar con una insolación estival de 65 N°
Igual que la Fig. 2.9 para 65° insolación septentrional del 21$^{(st)\ de\ junio}$. Aunque la insolación también tiene tendencia a alinearse indicando que los interglaciares no pueden tener lugar si la insolación actúa en sentido contrario, la dispersión es claramente mayor en este caso. La insolación para el MIS 7c-a llegó demasiado pronto y para el MIS 15c y el MIS 5 demasiado tarde para ser considerada responsable de impulsar el calentamiento interglaciar. Los círculos negros indican 500 W/m^{2}a 65° N el 21stde junio para estos tres interglaciares. Datos del EPICA Dome C según Jouzel, et al. (2007). Datos astronómicos según Laskar et al. (2004).

2.5.6 Los cambios de temperatura coinciden casi perfectamente con los cambios de oblicuidad

Teniendo en cuenta el desfase en la respuesta de la temperatura al forzamiento de la oblicuidad, ambas muestran una coincidencia casi perfecta en su variabilidad temporal. Como se muestra en la Fig. 2.11, la temperatura raramente se sale de la envolvente de la oblicuidad, aunque a menudo es incapaz de mostrar una fuerte respuesta a los aumentos de la oblicuidad. La coincidencia es tan buena que deja muy poco espacio para la precesión y la excentricidad en la determinación de la variabilidad temporal de la temperatura, lo que indica que sólo pueden afectar a la amplitud de la respuesta de la temperatura a los cambios de oblicuidad y, por tanto, deben ser un factor de segundo orden.

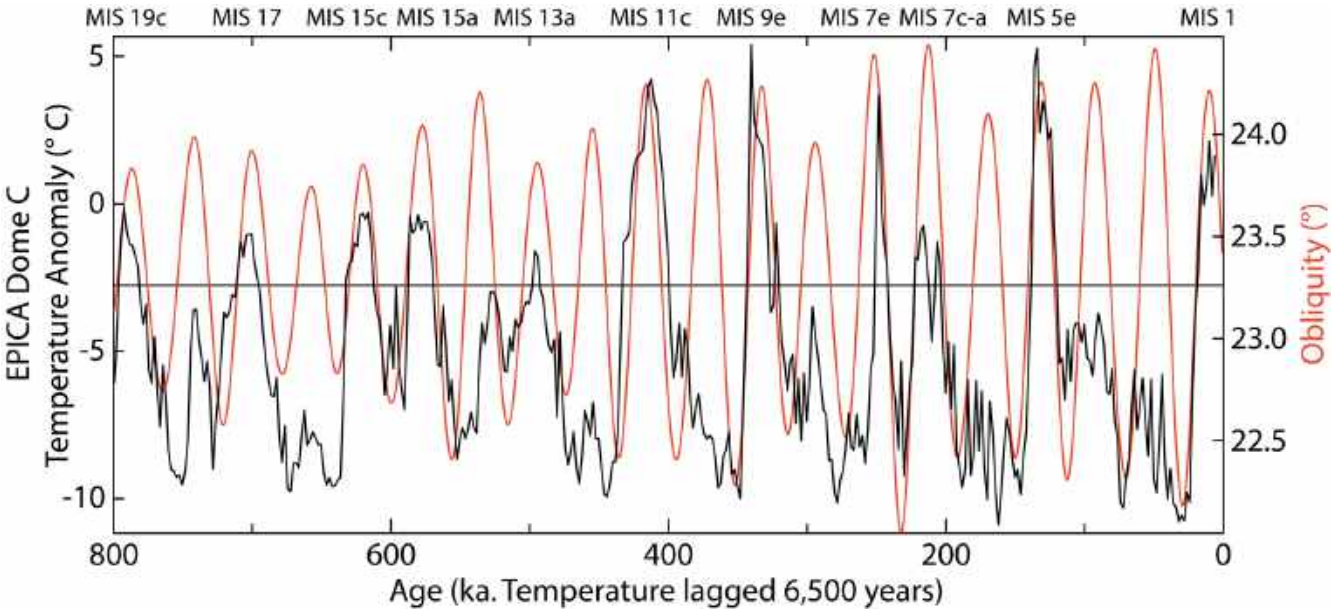


Fig. 2.11 Cambios de temperatura debidos a cambios de inclinación axial
Curva negra, anomalía de temperatura en el núcleo de hielo EPICA Dome C durante los últimos 800.000 años, con un desfase de 6.500 años. Curva roja, cambios en la oblicuidad del eje planetario en grados. La caída de la oblicuidad siempre pone fin a los interglaciares. Datos del EPICA Dome C según Jouzel et al. (2007). Datos astronómicos según Laskar et al. (2004).

2.5.7 Los interglaciares muestran una duración coherente con los ciclos de oblicuidad

La duración media de los interglaciares MIS 5e, 7c-a, 9e, 15a, 15c y 19c, medida en la anomalía de -3 °C de los datos EPICA, es de unos 18.000 años. La duración media de la oscilación ascendente del ciclo de oblicuidad a 23,5° es de unos 18.000 años. La duración media del ciclo de insolación del verano boreal a 500 W/m^{2}es de unos 11.000 años. Los interglaciares tienden a durar lo mismo que el ciclo de oblicuidad, pero se desplazan unos 6.500 años debido a la inercia térmica de la Tierra y a la respuesta retardada al forzamiento orbital.

2.5.8 Los interglaciares acelerados por la oblicuidad resuelven todos los problemas de la teoría de Milankovitch

Las pruebas del ritmo interglaciar, la respuesta de la temperatura a la oblicuidad, la alineación temperatura-oblicuidad y la duración media interglaciar indican claramente que, en general, los interglaciares responden principalmente al ciclo de la oblicuidad, como siempre lo han hecho y lo siguen haciendo. A pesar del consenso general que ignora lo que los datos indican claramente, algunos autores se han dado cuenta de este hecho y proponen hipótesis en las que los cambios en la insolación impulsados por la oblicuidad son el principal forzamiento responsable del ciclo glaciar (Huybers & Wunch 2005; Huybers 2006; Liu et al. 2008; Tzedakis et al. 2017).

La hipótesis de que la oblicuidad impulsa el ciclo glaciar resuelve la mayoría de los problemas de la Teoría de Milankovitch. El problema de los 100 kyr está resuelto porque no existe un ciclo de 100 kyr, sino un ciclo de 41 kyr que se salta uno o dos tiempos. Y resuelve el problema de los 41 kyr por razones similares. Resuelve el problema de la causalidad porque ahora las terminaciones glaciares suelen comenzar en la parte inferior del ciclo de oblicuidad y, por lo tanto, la terminación del MIS 5e está muy avanzada en 135 ka, cuando la insolación estival de 65° N sigue siendo demasiado baja. También resuelve la falta de asimetría en la respuesta polar, ya que el ciclo de oblicuidad es simétrico en ambos polos.

2.6 El ciclo glaciar de 100 kr

Una vez demostrado que el ritmo de los interglaciares depende de la oblicuidad y no de la excentricidad, y que no siguen un ciclo de 100 kyr, ha llegado el momento de volver a examinar el ciclo real de 100 kyr. Las pruebas de la existencia de un ciclo de 100 kyr en el clima del Pleistoceno son abrumadoras, empezando por el análisis de frecuencias de Hays et al. (1976) que provocó el restablecimiento de la teoría de Milankovitch. Dado que esos datos medían cambios en el isótopo ^{18}O, está claro que la naturaleza del ciclo de 100 kyr corresponde a un ciclo glacial. Extensas capas de hielo continental se expanden y menguan simultáneamente en ambos hemisferios según una periodicidad de 100 kyr. Esta periodicidad resulta obviamente de la excentricidad, ya que muestra coherencia de fase con ella. De las pruebas se puede concluir que el ciclo de 100 kyr determina la acumulación global de hielo, mientras que el ciclo de 41 kyr determina los interglaciares. Se trata de dos ciclos relacionados, pero con ritmos independientes, y ésta es la fuente de mayor confusión en este campo. En resumen, una excentricidad baja

favorece la acumulación global de hielo, mientras que una excentricidad alta favorece la fusión global del hielo, y la oblicuidad es responsable de abrir ventanas durante las cuales es posible un interglaciar, y de cerrarlas haciendo imposible un interglaciar. La decisión de que haya o no un interglaciar cuando la oblicuidad abre la ventana de oportunidad la toma una combinación de forzamiento por insolación y el estado del ciclo glaciar de 100 años en ese momento (véase la siguiente sección). La figura 2.12 muestra cómo interactúan los dos ciclos, que constituyen las dos caras de una misma moneda. La cara superior determina la frecuencia de los interglaciares (centrada en la Fig. 2.12a, que depende de la oblicuidad), mientras que la cara inferior refleja el ciclo de 100 kyr determinado por el proxy del hielo (centrada en la Fig. 2.12b, que depende de la excentricidad). El análisis de frecuencias no diferencia entre ambas mitades de los datos, produciendo las bandas de 100-kyr, 80-kyr y 41-kyr observadas en la Fig. 2.4c, panel derecho, sin informarnos de que las bandas provienen de diferentes valores en los datos, la banda de oblicuidad de los valores bajos de $\delta^{18}O$, y la banda de 100-kyr de los valores altos de $\delta^{18}O$.

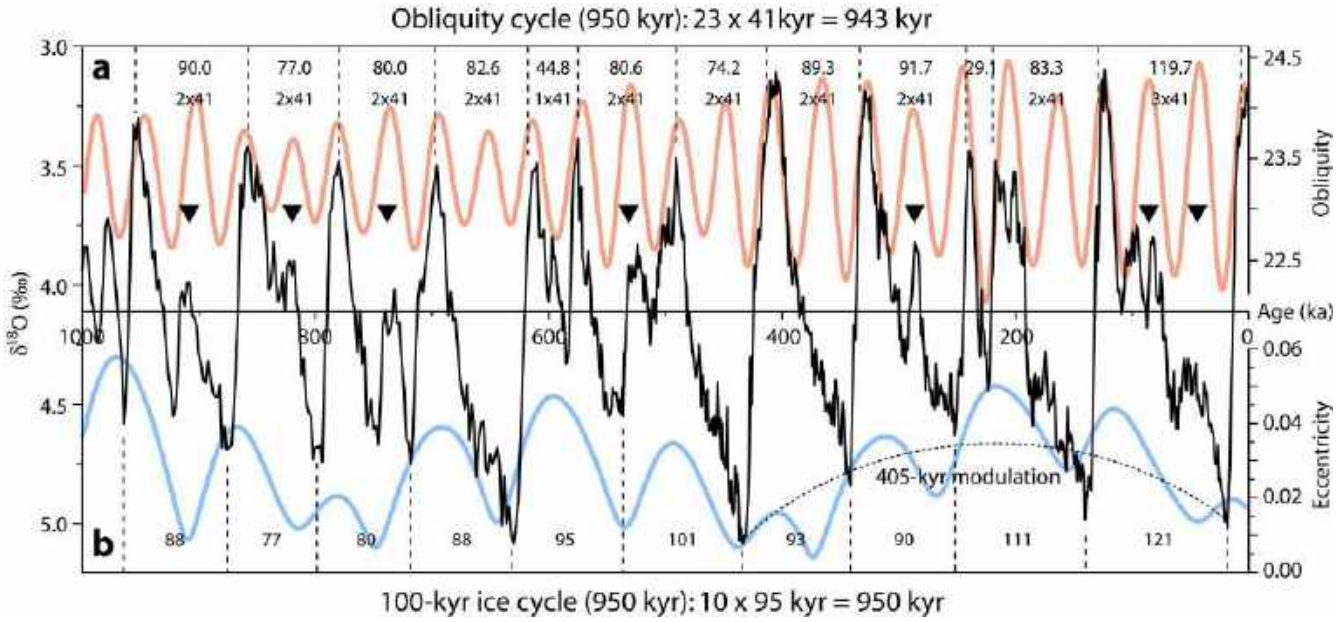


Fig. 2.12 Ciclos de hielo - ciclos de calor
El proxy de temperatura y hielo LR04 (línea negra) muestra dos periodicidades diferentes durante los periodos de alto y bajo volumen global de hielo. **a)** Los periodos de bajo volumen de hielo siguen el ciclo de oblicuidad (curva naranja). El tiempo entre interglaciares (números superiores) se ajusta a múltiplos de 41 kyr. Las oscilaciones de la oblicuidad que no producen un interglaciar suelen coincidir con periodos de calentamiento (puntas de flecha). La curva de la oblicuidad se ha desplazado 6.500 años hacia la derecha para tener en cuenta el desfase de la respuesta. Datos de Lisiecky & Raymo 2005. **b)** Los periodos de gran volumen de hielo siguen el ciclo de excentricidad (curva azul). La cantidad de hielo se extiende como inversa de la excentricidad, y en el gráfico tiende a alcanzar la curva de excentricidad según se dibuja. La media de los periodos entre máximos de hielo es cercana a 95 kyr (números inferiores), con los 6 últimos periodos con una media de 102 kyr. La modulación del ciclo de 405 kyr es claramente observable en los últimos cuatro periodos (línea de puntos).

Con esta información, la periodicidad de 100 kyr deja de ser un misterio. Está vinculada a la excentricidad, pero en el sentido opuesto que consideran la mayoría de los autores. El forzamiento de insolación vinculado a la precesión derivado de la excentricidad desempeña su papel principal luchando contra la acumulación intrínseca de hielo durante los periodos glaciares y sólo tiene un papel de apoyo en las terminaciones. En el MPT el mundo se volvió tan frío y la acumulación intrínseca de hielo tan extensa que el cambio en la insolación provocado por el aumento de la oblicuidad fue insuficiente para derretir todo el hielo acumulado durante el anterior periodo de baja oblicuidad. Algunos interglaciares se volvieron más fríos, con más hielo en latitudes altas. Cuando la excentricidad es baja, los ciclos de precesión de 23 kyr producen una baja insolación estival en latitudes altas, lo que da lugar a veranos fríos, con el hielo creciendo a lo largo del ciclo de precesión. Así, una excentricidad baja provoca la acumulación de hielo debido a los ciclos de precesión de baja energía estival, mientras que una excentricidad alta provoca la fusión del hielo debido a los ciclos de precesión de alta energía estival. Cuando un aumento de la oblicuidad coincide con una alta excentricidad y una alta insolación de precesión en el momento adecuado, se produce un interglaciar, derritiéndose todo el hielo extrapolar y reiniciándose el reloj del hielo. Luego, a medida que la excentricidad y la oblicuidad disminuyen, el hielo se acumula. 41 años después del interglaciar, la excentricidad es baja y los ciclos de precesión tienen una insolación baja durante el verano. En estas condiciones, una oblicuidad elevada no es capaz de producir un interglaciar por sí sola. Por lo tanto, se acumula más hielo. Cuando las condiciones vuelven a ser las adecuadas y la excentricidad es suficientemente alta, se han producido entre cuatro y cinco ciclos de precesión (90-115 kyr) hasta que la insolación vuelve a ser lo suficientemente alta como para fundir el hielo y contribuir a un interglaciar marcado por la

oblicuidad. Cuanto mayor sea el volumen de hielo acumulado durante el periodo de 100 kyr, más inestables serán las capas de hielo y más fuertes serán las retroalimentaciones que impulsen la dinámica de fusión rápida (albedo, aumento del nivel del mar, polvo, CO2 , actividad volcánica). La hipótesis de la inestabilidad de los grandes mantos de hielo introducida por Paillard (1998) ha recibido el apoyo de estudios que muestran que podría estar mediada, al menos en parte, por el efecto retardado del lento ajuste de la isostasia glaciar que mantiene los mantos de hielo a baja altitud a través del rápido proceso de fusión (Abe-Ouchi et al. 2013). Una vez que el hielo se funde en un nuevo interglaciar, el reloj glaciar se reinicia. Esto explica por qué la periodicidad de 405 kyr está ausente, ya que el ciclo del hielo se reinicia después de cada interglaciar exitoso. Sin embargo, la modulación de la amplitud por el ciclo de excentricidad 405-kyr es claramente visible en el alto volumen de hielo durante el Último Máximo Glacial (LGM), y el máximo glacial 415 kyr antes, comparado con el bajo volumen de hielo durante los máximos glaciales hace c. 200 ka (Fig. 2.12b, línea punteada). De ello se deduce que, dado que nos encontramos en una situación de excentricidad muy baja y avanzando hacia una excentricidad aún más baja, casi nula, se producirá una considerable acumulación de hielo durante las tres próximas oscilaciones de precesión, lo que impedirá un nuevo interglaciar en el siguiente ciclo de oblicuidad y conducirá a un elevado volumen de hielo continental (aunque no tan elevado como en el LGM) en 70 kyr (véase el Cap. 14). Así pues, la baja excentricidad no favorece los largos interglaciares. Hace exactamente lo contrario. Promueve largos y duros periodos glaciares.

2.7 Determinación de interglaciares en el último millón de años

La oblicuidad determina cuándo podría tener lugar un interglaciar pero, durante el último millón de años, si el interglaciar finalmente tiene lugar o no no depende de la oblicuidad. Si así fuera, habría un interglaciar en cada oscilación de la oblicuidad, como ocurrió en el Plioceno-Pleistoceno temprano. El ciclo glacial de 100 años aparece en el MPT, cuando el enfriamiento del planeta estimula el crecimiento del hielo y permite la supervivencia de grandes capas de hielo continental fuera de Groenlandia y la Antártida durante ciertas oscilaciones de la oblicuidad. Estas capas de hielo pueden crecer durante dos o incluso tres periodos de baja oblicuidad alcanzando tamaños no vistos en el planeta en los últimos 250 millones de años.

El crecimiento de estas capas de hielo extrapolares tiene dos efectos opuestos. Por un lado enfrían el planeta, dificultando su calentamiento y provocando una disminución de la frecuencia de los interglaciares. Por otro lado, cuando se hacen muy grandes, alcanzan latitudes más bajas y se extienden sobre plataformas continentales liberadas por la bajada del nivel del mar, y se vuelven cada vez más inestables, propensas a rupturas catastróficas, liberando armadas de icebergs, como durante los eventos Heinrich. También resultan más susceptibles a las retroalimentaciones positivas del deshielo que aumentan su fuerza proporcionalmente al crecimiento previo de las capas de hielo. Las retroalimentaciones incluyen el aumento del nivel del mar, la disminución del albedo, el calentamiento, la acumulación de polvo y el aumento de la actividad volcánica debido a la descarga del hielo, lo que conduce a un aumento de los niveles de CO2 . Como resultado, tanto las probabilidades de deglaciación como la velocidad de ésta cuando finalmente se produce crecen con el aumento del hielo global. El efecto sobre los interglaciares es doble. Cambiaron su forma después del MPT, con deglaciaciones cada vez más rápidas que las glaciaciones, adquiriendo un aspecto de diente de sierra. Y su amplitud térmica aumentó. Algunos de los últimos interglaciares son los más cálidos en más de 2 millones de años, mientras que los máximos glaciares de los últimos 650 kyr son los periodos más fríos probablemente en 250 millones de años (Fig. 2.7). Es posible que el aumento de la amplitud de las oscilaciones de temperatura desde el MPT haya contribuido a estabilizar la temperatura media a largo plazo del planeta, que mostraba una preocupante tendencia a la baja pronunciada antes del MPT (Fig. 2.2).

La oblicuidad abre ventanas de oportunidad interglaciares cuando está por encima de 23° , y ha habido 24 ventanas de este tipo en el último millón de años (Fig. 2.13a, barras de colores numeradas). 13 de ellas produjeron lo que consideramos un interglaciar (valores de $\delta^{18}O$ de < 3,7‰; Fig. 2.13c, barras naranjas), mientras que 11 de ellas no lo hicieron (Fig. 2.13 barras azules). La frecuencia interglaciar media es, por tanto, de uno cada 77 kyr. Los interglaciares no pueden existir fuera de estas ventanas y mueren rápidamente cuando la oblicuidad disminuye por debajo de 23° (Fig. 2.13a, línea horizontal). Se trata de una regla sin excepciones. No importa si la insolación en julio de 65° N es alta, como ocurrió entre O-22 y 21, o entre O-16 y 15, lo que subraya que la insolación ligada a la precesión es un factor secundario, como ya se ha establecido.

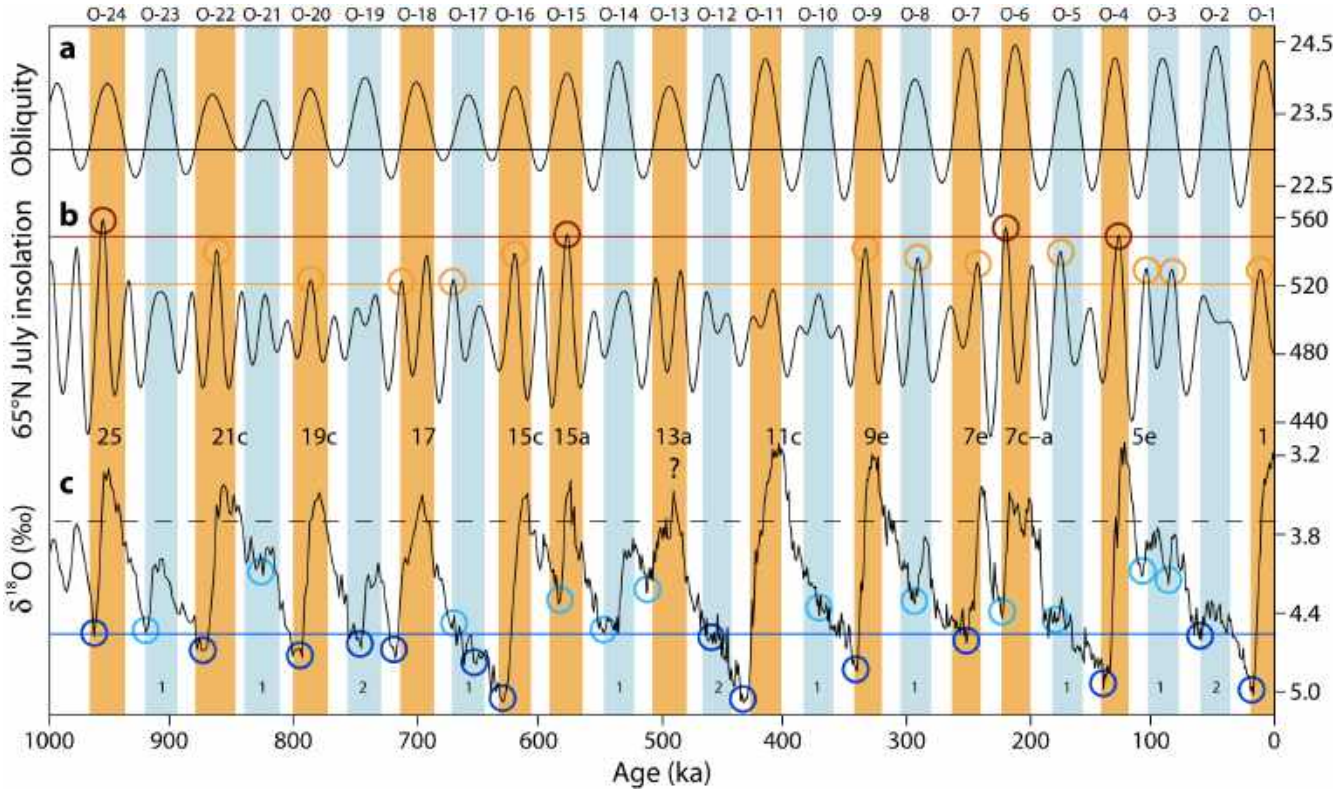


Fig. 2.13 Elementos que participan en la determinación de interglaciares
a) Se permiten interglaciares cuando la oblicuidad (curva negra) está por encima de 23° (línea horizontal negra), definiendo ventanas de oportunidad marcadas con una barra de color, naranja para interglaciar positivo y azul claro para interglaciar negativo, y numeradas en la parte superior de O-1 a O-24**. b)** La insolación estival de 65° N (curva negra) favorece los interglaciares cuando está por encima de 521 W/m^2(línea horizontal naranja y círculos) y los dificulta cuando está por debajo de ese valor. Los valores de insolación superiores a 549 W/m$^{(2)}$ (línea horizontal y círculos rojo oscuro) producen directamente un interglaciar. Datos astronómicos según Laskar et al. (2004). **c)** El volumen global de hielo (proxy LR04, curva negra; según Lisiecki & Raymo 2005) favorece los interglaciares cuando está por encima (parte inferior del gráfico) de un valor umbral (4,56‰ δ^{18}O línea horizontal y círculos azul oscuro) y los dificulta cuando está por debajo de ese nivel (círculos azul claro). El gráfico revela que, después de la oblicuidad, el volumen global de hielo es el determinante más importante de los interglaciares (véase O-11, por ejemplo), y la mayoría de los periodos de alta oblicuidad sin interglaciares se deben a la insuficiencia de hielo (número pequeño 1 en la parte inferior), mientras que algunos se deben a la insuficiencia de insolación (número pequeño 2 en la parte inferior). El extraño interglaciar MIS 13a (signo de interrogación), no puede explicarse en estos términos, pero es bastante similar excepto por un pico de temperatura a MIS5c (O-3) que no se considera un interglaciar. Obsérvese que la numeración de los ciclos de oblicuidad coincide casi exactamente con la numeración de las Etapas Isotópicas Marinas derivada de los datos. Es otra indicación de la gran importancia de los cambios de oblicuidad para el clima.

El segundo factor en importancia es el volumen global de hielo (Fig. 2.13c). Se encuentra que el volumen global de hielo promueve fuertemente los interglaciares en las ventanas de oblicuidad cuando el δ^{18}O bentónico es ≥ 4.56‰ (pila LR04; Fig. 2.13c, línea azul y círculos azul oscuro), pero no cuando está por debajo de ese valor (Fig. 2.13c, círculos azul claro). Sabemos que el volumen global de hielo es más importante que la insolación estival de alta latitud ligada a la precesión porque la alta insolación no produce un interglacial en momentos en los que el volumen global de hielo es bajo en O-17, O-8, O-5, y O-3, y porque un alto volumen global de hielo puede producir un interglacial en momentos en los que la insolación estival no es particularmente alta como en O-11. Alcanzar valores de volumen de hielo superiores a 4,55‰ δ^{18}O bentónicos lleva más tiempo que una ventana de oblicuidad, excepto cuando la excentricidad es muy baja, y esa es la razón principal por la que las oscilaciones de oblicuidad no consiguen producir un interglaciar. Carecen de suficiente hielo extrapolar para reclutar fuertes retroalimentaciones de fusión que permitan la fusión de tanto hielo en tan poco tiempo.

El tercer factor en importancia es el que actualmente se cree que es el más importante y se incorpora como tal en los modelos climáticos, 65° N insolación estival. Se constata que existen dos niveles críticos en la insolación ligada a la precesión para la determinación interglaciar. Valores de 65° N de insolación estival en julio por encima de 549 W/m^{2}resultan en un interglaciar en la ventana de oblicuidad independientemente de los valores globales de hielo (Fig. 2.13b, línea roja oscura y círculos). Pero tales valores sólo ocurren cada c. 400 kyr cuando la excentricidad está en los valores más altos del ciclo de 405 kyr. Valores por encima de 521 W/m$^{(2)}$ (Fig. 2.13b, línea naranja y círculos) promueven los interglaciares, mientras que valores por debajo los dificultan, como en O-23, O-12 y O-2, cuando un interglaciar habría sido muy útil para los neandertales, que se vieron paralizados por la glaciación cada vez más dura.

El momento más efectivo para un efecto máximo del volumen global de hielo y la insolación estival en latitudes altas difiere. El volumen global de hielo tiene un efecto máximo cuando es alto al comienzo de la ventana de oblicuidad. Si es insuficiente para desencadenar una terminación entonces, seguirá creciendo, y el crecimiento del hielo dentro de la ventana de oblicuidad reduce la posibilidad de un interglaciar al reducir el tiempo para producir una deglaciación antes de que la oblicuidad empiece a disminuir. En cambio, el pico de insolación estival en latitudes altas tiene un efecto mayor cuando se produce cerca del máximo de oblicuidad, ya que entonces ambos actúan conjuntamente. Cuando dos picos de insolación estival en latitudes altas se producen en la misma ventana de oblicuidad, como en O-18 y O-13, el pico de oblicuidad coincide con un valle de insolación, lo que da lugar a un interglaciar más frío, de forma extraña y más simétrico (MIS 17 y MIS 13a), similar a los interglaciares anteriores al MPT.

Un resultado de este análisis es que los futuros interglaciares deberían ser predecibles en un alto grado (Fig. 2.14). Los interglaciares se saltarán una ventana de oblicuidad para permitir una acumulación de hielo suficiente, a menos que la insolación sea muy alta. El simple diagrama de flujo de la Fig. 2.14 sólo falla en la predicción del altamente inusual interglacial MIS 13a (que sin su pico de temperatura podría no ser considerado un interglacial), pero predice correctamente el resultado de los otros 23 casos, incluyendo la muy infrecuente ocurrencia de dos interglaciares consecutivos perdidos en O-2 (MIS 3). No hubo interglaciar en el MIS 3 a pesar de que el volumen global de hielo fue suficiente porque la insolación estival en las altas latitudes no fue lo suficientemente alta debido a la baja excentricidad de la época.

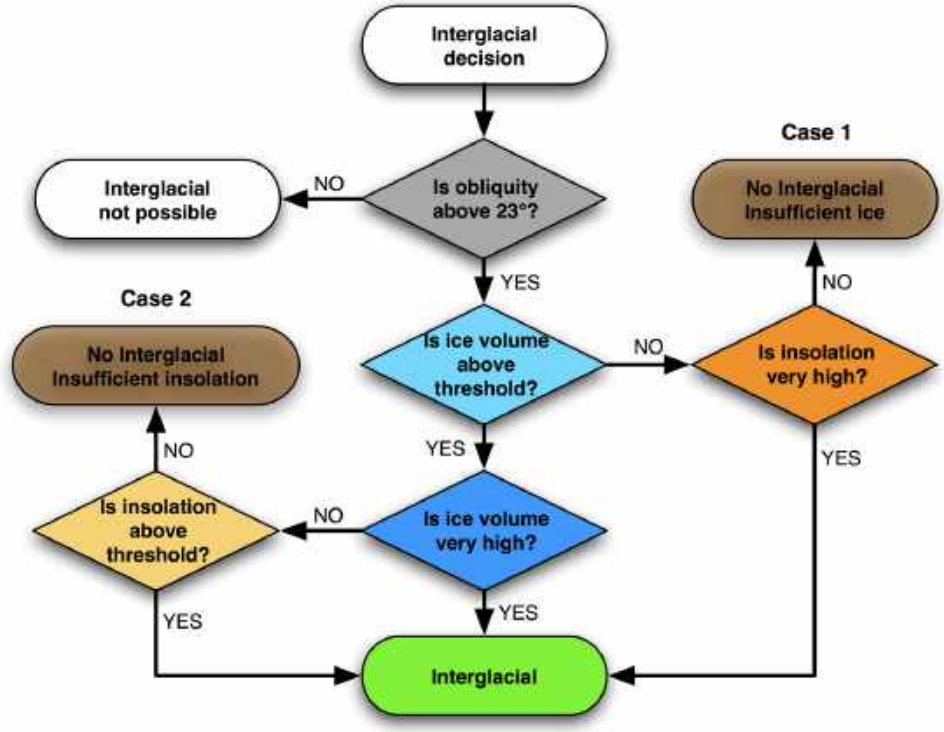


Fig. 2.14 Diagrama de flujo interglaciar
Un simple diagrama de flujo incorpora los criterios deducidos de los últimos 1 millón de años de ciclo glaciar. Los interglaciares no tienen lugar cuando la oblicuidad es inferior a 23° . Si la oblicuidad es superior a 23° , los interglaciares requieren un volumen de hielo superior al equivalente a 4,55‰ $\delta^{18}O$ bentónico o una insolación estival de julio muy elevada, superior a 549 W/m^2, de 65° N . Si la insolación es menor, los interglaciares requieren una insolación superior a 521 W/m^2, o un volumen de hielo muy elevado, en torno a 4,90‰ $\delta^{(18)}O$. Hay dos escenarios en los que los interglaciares no llegan a producirse. El más común es el caso 1, cuando el volumen de hielo no es suficientemente alto (8 casos). El caso 2 es cuando hay suficiente hielo pero la insolación es demasiado baja, asociada a una excentricidad muy baja (3 casos) .

El requisito del volumen de hielo global es sorprendente porque la temperatura global se correlaciona bien con el volumen de hielo global y, por tanto, el planeta se encuentra en un estado más frío cuando hay un volumen de hielo muy alto, como ocurrió durante la LGM. Es probable que sea un indicador indirecto de factores de retroalimentación que actúan con más fuerza cuando las temperaturas son muy bajas y los niveles de hielo muy altos. Entre los factores conocidos se encuentran:

- Reducción del albedo de hielo
- Aumento del deshielo
- Aumento del nivel del mar
- Aumento del polvo

- Aumento del vulcanismo
- Aumento de los gases de efecto invernadero

El efecto de la disminución de la temperatura durante un periodo glaciar previo al siguiente ciclo de oblicuidad tiene el efecto de tirar de un muelle. Cuanto más fuerte se tire de él, más fuerte y rápido irá en la dirección opuesta cuando se suelte. Este resorte actúa como retroalimentación negativa para un mayor enfriamiento, y su existencia puede deducirse de la estrecha regulación térmica del planeta durante al menos los últimos 540 millones de años (véase la sección 9.3.2). Es lo que permite que se produzcan interglaciares durante este periodo tan frío del planeta, ya que de otro modo durante los últimos 1,5 millones de años el planeta habría estado encerrado en un periodo glacial permanente sólo interrumpido por interglaciares cada 400 kyr, en el pico de excentricidad. Es posible que no hubiera humanos si eso hubiera sucedido, pues las condiciones ya están demasiado cerca de la inanición de CO2 para las plantas durante los máximos glaciares. Sólo la llegada del ocasional interglaciar impide un mayor enfriamiento.

Cuando la oblicuidad empieza a aumentar durante un periodo glaciar, empieza a desplazar energía poco a poco de las zonas tropicales a las polares. Su efecto sobre la temperatura media global no es perceptible durante muchos miles de años. Si el planeta es muy frío, con una gran parte del agua en enormes capas de hielo sobre continentes y plataformas continentales, entonces comenzarán potentes retroalimentaciones. Las temperaturas aumentarán tras unos diez mil años de creciente transferencia de energía a latitudes más altas y el calentamiento se acelerará. Es más o menos en ese momento cuando el aumento de la insolación precesional durante el verano en el hemisferio norte empezará a contribuir al derretimiento en curso de las capas de hielo septentrionales. La contribución de los factores de retroalimentación y de la insolación del verano boreal es lo que permite a la Tierra, cada 1,8 ciclos de oblicuidad por término medio, superar la inercia fría del planeta. Se trata de un proceso aditivo en el que la oblicuidad marca el ritmo, y al que contribuyen los factores de retroalimentación y la insolación del verano boreal. Si uno de estos dos es lo suficientemente fuerte, el otro puede prescindir de él. El resultado es que cada interglaciar es diferente. Es la respuesta a fuerzas que se ensamblan y desensamblan en diferentes momentos y con diferentes intensidades.

2.8 La energía estival como forzamiento de insolación relevante

Peter Huybers (2006) observó que la fusión o el crecimiento de las capas de hielo debe depender del tiempo acumulado en la latitud del borde de la capa de hielo por encima de 0° C durante una estación de fusión. Es el mismo razonamiento que llevó a Milutin Milanković a proponer su teoría 86 años antes, pero entretanto el factor tiempo se había diluido en favor de la intensidad máxima de la insolación responsable. La observación de Huybers llevó a proponer un parámetro de Milankovitch que se aproxima al verano calórico pero que explica mejor la diferente duración de los veranos. Lo denominó energía estival y se calcula sumando la energía de insolación diurna (en GJ/m^2) a 65° N por cada día que estuvo por encima de un cierto umbral de insolación suficiente para la fusión del hielo, que a 65° N se determinó que era de 275 W/m^2(Huybers 2006).

Didier Paillard (1998) añadió la última pieza del rompecabezas al proponer un modelo sencillo que reproducía el ciclo glaciar introduciendo un factor de volumen de hielo necesario para pasar del estado interglaciar al estado glaciar moderado, y del estado glaciar moderado al estado glaciar completo. El modelo prohíbe las transiciones inversas. En esencia, el modelo de Paillard introdujo el brillante concepto de que la acumulación de hielo hacía que las transiciones fueran unidireccionales hacia el estado plenamente glaciar y, cuando el volumen de hielo era muy elevado, la inestabilidad de la capa de hielo provocaba una terminación glaciar cuando se disponía de suficiente energía estival.

En la figura 2.15 se explica cómo responde el ciclo glaciar a los cambios de energía estivales (debidos principalmente a la oblicuidad) y a los cambios del volumen de hielo, y cómo éste responde a la excentricidad. La figura 2.15a muestra el proxy de volumen de hielo (LR04 bentónico $\delta^{(18)}O$) para los últimos 340 kyr, superpuesto por el parámetro de energía de verano que se ha retrasado 6000 años, para tener en cuenta el retraso observado del efecto al forzamiento (Huybers 2009; Donders et al. 2018). Trazando el volumen de hielo frente a la energía estival retardada (Fig. 2.15b), se observa que durante las oscilaciones de 41 años en la energía estival, el volumen de hielo comienza y termina en estados repetibles definidos, siguiendo a Paillard (1998), como interglaciar, glaciar suave, glaciar completo y glaciar profundo.

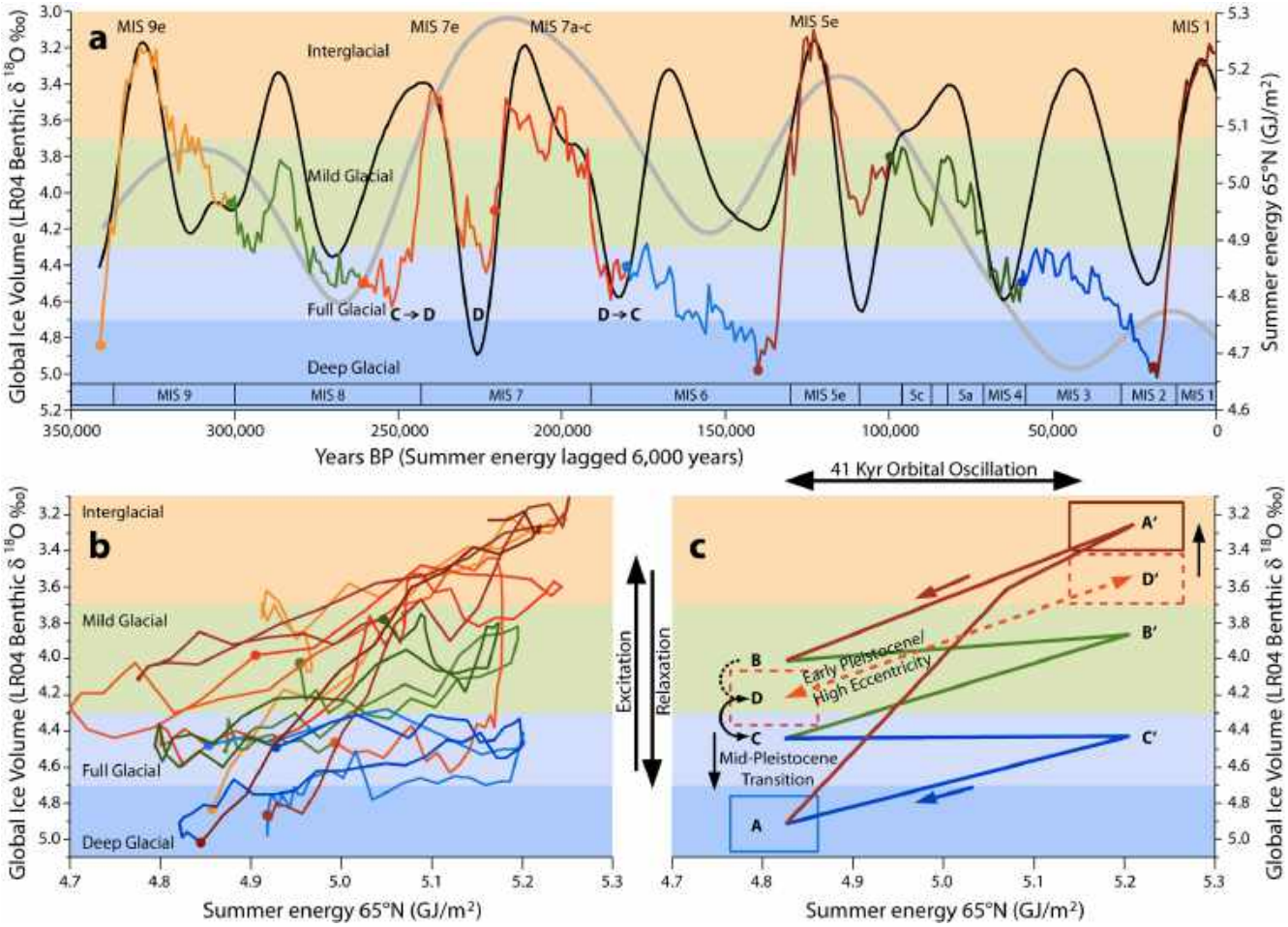


Fig. 2.15 La cronología de las glaciaciones del Pleistoceno en función de la energía estival, el volumen de hielo y la excentricidad. **a)** Pila bentónica LR04 como proxy del hielo (línea multicolor; según Lisiecki & Raymo 2005) para los últimos 341 kyr. La línea se coloreó en segmentos de 40-41 Kyr con tonos naranja-rojo para los segmentos de hielo bajo, tonos verdes para los segmentos de hielo intermedio y tonos azules para los segmentos de hielo alto. Los puntos del mismo color marcan el inicio de cada segmento. El color de fondo define cuatro estados diferentes, naranja claro para interglaciar, verde claro para glaciar suave, azul claro para glaciar completo y cian para glaciar profundo. La curva negra representa la energía estival a 65° N con un umbral de 275 W/m^2(Huybers 2006), retardada 6000 años para compensar el retraso entre el forzamiento y el efecto. La curva gris gruesa es la excentricidad (sin escala; según Laskar et al. 2004). **b)** Gráfico de la curva proxy multicolor del hielo frente a la energía estival. Es evidente que el volumen de hielo al comienzo de la oscilación orbital de 41 kyr en energía estival determina la evolución posterior del volumen de hielo durante la oscilación y la posibilidad de que tenga lugar un interglaciar en esa oscilación. **c)** El modelo simple de excitación/relajación multiestado explica el calendario de las glaciaciones del Pleistoceno. En las condiciones del Pleistoceno temprano o de alta excentricidad, el clima funciona como un sistema oscilatorio simple representado por líneas discontinuas, con una transición reversible a una frecuencia de 41 kyr entre glaciar suave (D) e interglaciar frío (D'). El MPT cuando la excentricidad no es alta introdujo un requisito de volumen de hielo para la excitación fuera de las condiciones glaciares, representado por la flecha hacia abajo (A), y al mismo tiempo dio lugar a interglaciares más cálidos (A'), como indica la flecha hacia arriba. Dependiendo de la velocidad de acumulación del volumen de hielo, que está inversamente correlacionada con la excentricidad, el sistema debe atravesar normalmente una o excepcionalmente dos oscilaciones (dos representadas, B' y C') en el proceso de relajación para alcanzar el estado de excitación (A). Una excentricidad baja favorece una gran acumulación de hielo que acelera la relajación (sólo se requiere una oscilación). Una excentricidad media retrasa la relajación ya que el hielo se acumula más lentamente (se requieren dos oscilaciones). Una excentricidad alta evita el requerimiento de hielo, devolviendo el sistema a las condiciones del Pleistoceno Temprano como ocurrió en la transición C → D 245 kyr BP cuando debido a la alta excentricidad se produjo el MIS 7e a pesar del bajo volumen de hielo y de estar muy avanzada la oscilación energética estival. El sistema volvió a las condiciones del Pleistoceno medio después de MIS 7a-c (D → C). La doble dependencia del volumen de hielo y de la insolación para producir interglaciares en los máximos de oblicuidad (Fig. 2.14), resulta en la ausencia de un patrón regular. Los interglaciares se producen a intervalos de 41, 82 o 123 kyr. Sin embargo, la dependencia del volumen de hielo de la excentricidad resulta en un ciclo de 100-kyr en la acumulación de hielo que es claramente apreciable en los proxies de hielo.

Un modelo simple de excitación/relajación (Fig. 2.15c) explica el calendario de las glaciaciones. Durante el Pleistoceno temprano la situación puede describirse mediante una oscilación reversible tanto en energía estival como en volumen de hielo (flecha naranja bidireccional discontinua) entre glaciar suave (D) e interglaciar frío (D') con una frecuencia de 41 kyr. En el MPT, el enfriamiento del mundo provocó el inicio de la formación de extensas capas de hielo continental fuera de las regiones

polares durante las glaciaciones. A partir de ese momento, los periodos glaciares evolucionaron hacia condiciones más extremas, hasta que el volumen de hielo fue tan elevado que provocó una gran inestabilidad de los mantos de hielo (A). Esta inestabilidad de los mantos de hielo se refleja en la descarga masiva de icebergs cuando se ven perturbados, lo que da lugar a los fenómenos de Heinrich. Además, el efecto rebote de la inestabilidad de los mantos de hielo provoca interglaciares más cálidos (A'). El Pleistoceno medio y el Pleistoceno tardío se caracterizan por grandes oscilaciones de temperatura entre el glaciar profundo y el interglaciar cálido.

Cuando finaliza el interglaciar, el sistema debe relajarse hasta volver al estado inicial (A), pero el volumen de hielo necesario es tan elevado que debe pasar por una o dos oscilaciones (dos se muestran en la Fig. 2.15c) durante las cuales se funde poco hielo durante el aumento de energía estival (B→ B', C→ C'), pero se produce un crecimiento considerable de la capa de hielo durante el descenso de energía estival (B'→ C, C'→ A). Esto hace que algunos periodos glaciares duren una o excepcionalmente dos oscilaciones completas de la oblicuidad.

El volumen global de hielo está bajo el control de la excentricidad, porque una excentricidad alta potencia el efecto de la precesión y una excentricidad baja lo amortigua. Cuando la excentricidad es muy alta su efecto es como volver al Pleistoceno temprano, facilitando un interglaciar en cada oscilación energética estival. Con una excentricidad muy alta, los glaciares de volumen de hielo intermedio (B, C) se comportan como glaciares del Pleistoceno temprano (D). Esto puede verse muy claramente en el interglaciar MIS 7e hace 245 kyr (Fig. 2.15a). Como indica el modelo, el estado glaciar anterior al MIS 7e era de glaciación completa, con un volumen de hielo insuficiente para producir un interglaciar, por lo que se derretía poco hielo a pesar de la elevada energía estival. Sin embargo, cuando la excentricidad se hizo muy alta (Fig. 2.15a, curva gris), se produjo de repente un interglaciar tardío (transición C→ D) al que le quedaba muy poco tiempo antes de que la baja oblicuidad le pusiera fin. Entonces, como la excentricidad siguió siendo muy alta, se produjo un nuevo interglaciar (MIS 7c-a). Ambos interglaciares del MIS 7 se produjeron debido a la alta excentricidad, y fueron interglaciares fríos del tipo del Pleistoceno temprano. El efecto que tiene la alta excentricidad a la hora de promover los interglaciares y la baja excentricidad a la hora de inhibirlos hace que se acumule más volumen de hielo en las épocas de menor excentricidad. La consecuencia es que, aunque los interglaciares no siguen un ciclo de excentricidad de 100 kyr, el volumen de hielo sí presenta un ciclo de 100 kyr (Fig. 2.15a).

2.9 Interglaciares de duración atípica

Seis interglaciares de los últimos diez durante los últimos 800 kyr (MIS 13a no considerado por las razones expuestas en la Secc. 2.7), muestran un perfil de temperatura muy similar en los registros antárticos de EPICA (MIS 5e, 7c-a, 9e, 15a, 15c, 19c). Muestran un rápido aumento de las temperaturas durante 5-7.000 años, seguido de una estabilización de la temperatura durante unos 5.000 años más y, a continuación, un lento descenso de la temperatura que se acelera con el tiempo durante los 10-12.000 años siguientes, durante los cuales pierden dos tercios o más de la temperatura ganada desde el máximo glaciar antes del comienzo del interglaciar. Durante el periodo de alta temperatura (por encima de -2 °C de anomalía), que dura unos 15.000 años, cada interglaciar presenta un perfil de temperatura diferente, lo que pone de relieve la singularidad interglaciar.

Se construyó un interglaciar medio a partir de esos seis interglaciares alineándolos y obteniendo su temperatura media y desviación estándar, el perfil medio de oblicuidad y el perfil medio de insolación estival de 65° N para cinco de ellos. MIS 7c presenta un perfil de insolación muy desviado que alteraría significativamente la media del resto, por lo que no se incluyó su insolación. Podemos comparar este interglaciar medio con los dos interglaciares que presentan una duración muy diferente, el interglaciar corto MIS 7e de 244 ka, y el interglaciar largo MIS 11c de 425 ka (Fig. 2.16).

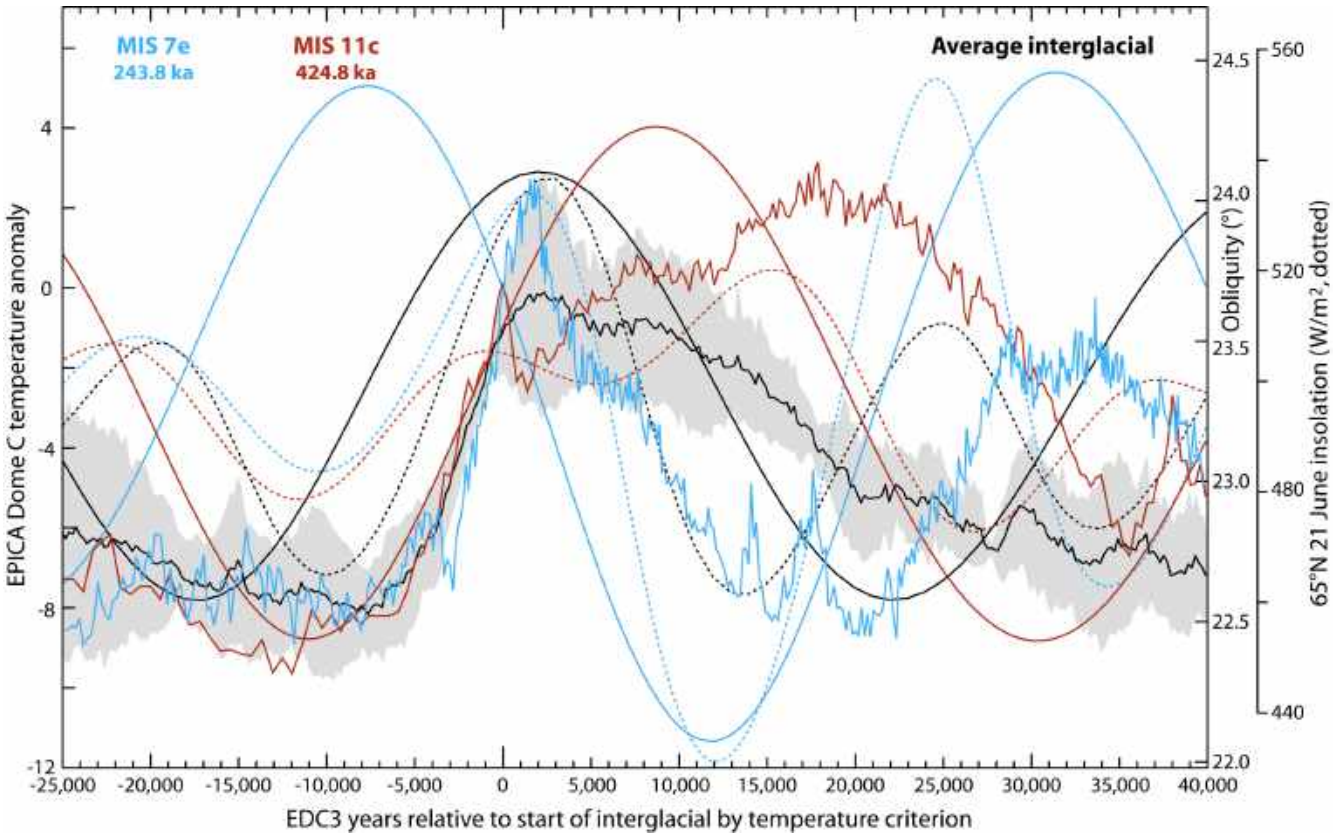


Fig. 2.16 Comparación de interglaciares atípicos con el interglaciar medio
Se construyó un interglaciar medio (curva negra y bandas grises de 1σ) a partir de los interglaciares MIS 5e, 7c-a, 9e, 15a, 15c y 19c, después de alinearlos en la fecha especificada en la tabla 2.1. También se promediaron la oblicuidad para todos ellos (línea continua sinusoidal negra) y las curvas de insolación a 65° N 21stde junio para todos menos MIS 7c-a (línea punteada negra). Los datos de temperatura, oblicuidad e insolación de MIS 7e se representan de forma similar en azul, y los de MIS 11 en rojo oscuro. Datos de temperatura de EPICA Dome C, según Jouzel et al. (2007). Datos astronómicos según Laskar et al. (2004).

El MIS 7e comenzó muy tarde en el ciclo de oblicuidad porque cuando la oblicuidad aumentó por encima de 23° , la insolación del verano boreal estaba disminuyendo (Fig. 2.16), y el volumen de hielo estaba por debajo del umbral (Fig. 2.13). En circunstancias normales el MIS 7e habría sido un ciclo sin interglaciar, sin embargo en 250 ka la excentricidad era muy alta y aumentaba rápidamente (Fig. 2.15), y el volumen de hielo superaba el umbral. En 248 ka, con la oblicuidad aún por encima de 24° , y la insolación en 515 W/m^{2}y aumentando rápidamente, se desencadenó un interglaciar retardado. Pero en cuanto la insolación alcanzó su máximo en 242 ka, el descenso simultáneo de la oblicuidad y la insolación no pudo sostener el interglaciar. El MIS 7e comenzó tarde porque fue desencadenado por una insolación ligada a la precesión debido a la alta excentricidad, pero terminó según lo previsto por el ciclo de oblicuidad convirtiéndose en un interglaciar corto.

El MIS 11c es un interglaciar muy excepcional. Como muestra la figura 2.13, se desencadenó por sus extraordinarios valores de volumen de hielo bajo una insolación muy modesta tan pronto como el aumento de la oblicuidad y el aumento de la insolación indicaron las retroalimentaciones en la dirección correcta. El volumen de hielo en 433 ka fue el más alto de los últimos 5,3 milenios (empatado con 630 ka; Lisiecki y Raymo 2005). El MIS 11c se adelantó y obvió el retraso de unos 6 kyr entre el forzamiento y el efecto. Se desconoce cómo lo hizo, pero consiguió una ventaja de 6 kyr sobre el resto de interglaciares. Entonces MIS 11c procedió a aumentar su temperatura en tres pasos. El primer paso, desencadenado por el aumento de la insolación y una fuerte respuesta de retroalimentación, terminó antes de tiempo cuando la insolación alcanzó su máximo en 424 ka. Pero el aumento de la oblicuidad impulsó un segundo periodo de calentamiento (ya que la insolación no disminuyó mucho) que finalizó en 235 ka, cuando la oblicuidad alcanzó su máximo. A continuación se produjo un tercer calentamiento provocado por un segundo pico de insolación en 226 ka. Los tres pasos de calentamiento responsables de la extraordinaria duración del MIS 11c se detectan claramente en el registro de temperaturas (véanse las Figs. 2.11 y 2.16) y dan al MIS 11c el perfil de temperatura opuesto al de la mayoría de los interglaciares, ya que evoluciona de una temperatura más baja a una más alta. Es el interglaciar con mayor temperatura durante más tiempo a pesar de producirse en un momento de baja excentricidad. Dado el elevado aumento de energía y la inercia térmica normal del planeta, su declive también fue muy largo, a pesar de ser más pronunciado que el declive medio (Fig. 2.16). Debido a la confluencia de todas estas improbables circunstancias, el MIS 11c es sencillamente irrepetible. El Holoceno no tiene absolutamente nada en común con el MIS 11c, salvo el hecho de tener lugar en una época de baja excentricidad.

2.10 El papel de la oblicuidad en el ciclo glaciar

La mayoría de los estudiosos que han publicado sobre el ciclo glaciar se han centrado en las condiciones locales para tratar de explicar las terminaciones. Se supone que la insolación, los cambios en el albedo y la deposición de polvo actúan al máximo en una determinada latitud en el borde de la capa de hielo para fundirla. Sin embargo, la evidencia de que la oblicuidad desempeña un papel importante plantea un problema significativo, ya que el efecto de la oblicuidad sobre la insolación disminuye muy rápidamente a medida que aumenta la distancia al polo (Fig. 2.8). Por lo tanto, para resolver el ciclo glaciar puede ser necesario pensar de forma innovadora. Los investigadores se han centrado en una propiedad de la insolación solar muy poco estudiada, el gradiente de insolación latitudinal (LIG). Se ha demostrado que el aporte de humedad a la Antártida (Vimeux et al. 1999) y Groenlandia (Masson-Delmotte et al. 2005) está estrechamente relacionado con la oblicuidad y se ha interpretado como el resultado de cambios en el LIG que afectan al ciclo hidrológico. Las diferencias de LIG surgen de las diferencias en el ángulo de incidencia de los rayos solares resultantes de los cambios estacionales en la orientación de la Tierra. En cualquier momento, la cantidad de insolación en una determinada latitud depende principalmente de la precesión, pero el polo de verano apunta hacia el Sol, y en los veranos la cantidad de insolación en latitudes altas cambia significativamente con la oblicuidad. Cuando la oblicuidad es alta, el LIG de verano se aplana y cuando es baja, el LIG de verano se empina. Los cambios en el LIG de verano siguen casi exactamente los cambios en la oblicuidad en ambos hemisferios (Fig. 2.17). Por el contrario, los cambios en el LIG de invierno no dependen de la oblicuidad, ya que el polo de invierno está en la oscuridad, y dependen casi exclusivamente de la precesión. En verano, el balance energético polar depende principalmente de la insolación y se ve muy afectado por la oblicuidad, mientras que en invierno los polos obtienen la mayor parte de su energía del transporte energético invernal desde latitudes más bajas. Pero, como hemos visto, son las condiciones estivales las que resultan críticas para las terminaciones y los inicios de los glaciares.

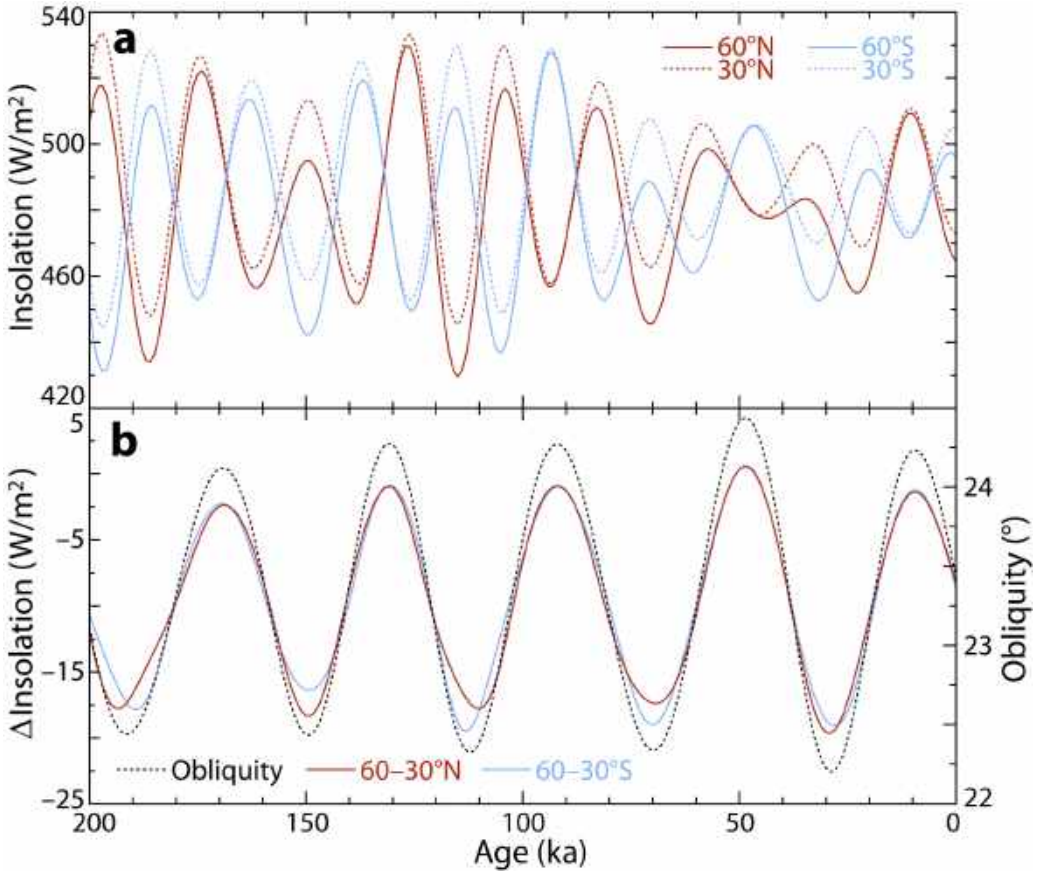


Fig. 2.17 Los cambios en el gradiente de insolación latitudinal de verano dependen de la oblicuidad
a) La insolación media en verano depende principalmente de la precesión. Hemisferio Norte en rojo oscuro. 60° N (curva sólida) y 30° N (curva punteada) corresponden al mes de julio (21stde junio-21stde julio). Hemisferio Sur en azul claro 60° S (curva sólida) y 30° S (curva punteada) son para el mes de enero (21stdiciembre-21$^{(st)}$) enero). Obsérvese cómo la insolación en ambos hemisferios está en antifase, anulando en gran medida su efecto neto. **b)** El gradiente de insolación latitudinal en verano es similar y está en fase en ambos hemisferios, y depende principalmente del ciclo de oblicuidad. La curva sólida de color rojo oscuro es el resultado de restar la insolación media de 60° N menos la de 30° N. Cuando la oblicuidad es alta, ambas son similares y el gradiente es más plano. Cuando la oblicuidad es baja, el gradiente es más pronunciado (valor más negativo). Un gradiente más pronunciado conduce más energía y humedad hacia los polos,

favoreciendo el enfriamiento planetario y el crecimiento del hielo, lo que conduce al inicio de los glaciares. La curva sólida azul claro corresponde al hemisferio sur. La curva punteada negra corresponde a la oblicuidad. Datos de Laskar et al. (2004) analizados con AnalySeries (Paillard et al. 1996).

El papel del transporte de humedad en las glaciaciones rara vez se tiene en cuenta. En 1872 John Tyndall argumentó: *"Tan natural era la asociación de hielo y frío que incluso hombres célebres suponían que todo lo que se necesita para producir una gran extensión de nuestros glaciares es una disminución de la temperatura del sol. Si hubieran pasado por las reflexiones y cálculos anteriores, probablemente habrían exigido más calor en lugar de menos para la producción de una época glacial".* (citado por Kukla & Gavin 2004). En efecto, tal es el papel de la oblicuidad, que aumenta la insolación en los trópicos mientras la disminuye en los polos y al mismo tiempo empina el LIG durante los veranos aportando la humedad necesaria que permanecerá allí encerrada en forma de hielo hasta que se invierta el proceso (Kukla & Gavin 2004). Y no es sólo el transporte de humedad lo que depende del LIG, el gradiente latitudinal de temperatura (LTG) también depende del LIG (Davis & Brewer 2009).

El LTG es una propiedad central del sistema climático de la Tierra en todas las escalas temporales. Impulsa la circulación atmosférica-oceánica y ayuda a explicar la propagación de firmas orbitales a través del sistema climático, incluyendo el Monzón, la Oscilación Ártica y la circulación oceánica (Davis & Brewer 2009). Scotese (2016) ha demostrado que una de las principales diferencias entre un planeta invernadero y uno glacial está en el LTG. Lo mismo se aplica a la diferencia entre periodos glaciares e interglaciares.

La amplificación polar de los cambios de la temperatura media global se muestra de forma prominente como una de las principales características del Calentamiento Global Moderno, sin embargo, la amplificación polar es el resultado de cambios en el LTG. Los modelos climáticos tratan el LTG como una característica emergente y subestiman su sensibilidad a los cambios en el LIG, sobrestimando probablemente el papel de los gases de efecto invernadero sin condensación en el impulso de la amplificación polar (Davis & Brewer 2009).

La interpretación del ciclo glaciar en términos de LTG hace hincapié en el transporte estival de entalpía y humedad desde los trópicos a los polos como factor decisivo bajo el control de la oblicuidad. Dentro de esta hipótesis, los trópicos, con su enorme capacidad térmica y de humedad, se convierten en agentes principales en la formación y menguante de las capas de hielo, orquestadas por los cambios de oblicuidad, mientras que factores locales como la insolación latitudinal, el albedo y el polvo son importantes actores secundarios que a veces llegan a ser decisivos.

2.11 Papel del CO2 en el ciclo glaciar

No cabe duda de que el CO2 es una de las varias retroalimentaciones que deben actuar en el ciclo glaciar, ya que los niveles de CO2 aumentan con las terminaciones glaciares y disminuyen con el enfriamiento de las incepciones glaciares. Su papel exacto sigue siendo controvertido. Aproximadamente la mitad del aumento de CO2 en las terminaciones procede de una mayor actividad volcánica, probablemente estimulada por los cambios de carga efectuados por el deshielo de las capas de hielo (Maclennan et al. 2002; Huybers & Langmuir 2009), lo que pone de relieve su papel de retroalimentación. El hecho de ser una retroalimentación positiva implica que la señal de salida se amplifica, y en general se acepta que el aumento de CO2 debe contribuir al calentamiento en las terminaciones glaciares. Existe una objeción a un papel más sustantivo del CO2 en las terminaciones glaciares. Hemos revisado en las secciones 2.7 a 2.9 (Figs. 2.12 a 2.15) el importante papel que juega el volumen global de hielo en la determinación de la temperatura interglaciar. Los interglaciares precedidos por volúmenes de hielo globales muy altos son más cálidos que los interglaciares precedidos por volúmenes de hielo globales más bajos. Esto significa que podemos predecir, hasta cierto punto, lo cálido que va a ser un interglaciar a partir de la cantidad de hielo acumulado antes de que comience. Y, por tanto, podemos predecir la cantidad de CO_2 que va a tener (en ausencia de una contribución antropogénica), dada la clara correlación entre CO2 y temperatura. Los factores que pueden predecirse a partir de agentes causales en fenómenos muy variables no pueden estar bajo control. La cuestión es aún peor en los inicios de los glaciares, cuando se pierde la correlación entre temperatura y CO2 , y el descenso de la temperatura adelanta en varios milenios al del CO2 . Al final del MIS 5e, la temperatura disminuyó 4 °C en la Antártida en 8.000 años, sin que disminuyera el CO2 (Fig. 2.18). Además, el ritmo de descenso de la temperatura entre 120,5 y 111 ka fue bastante uniforme en la resolución del núcleo de hielo EPICA Dome C, sin que le afectaran los niveles de CO2 , que fueron constantes hasta 115 ka y luego descendieron en un tercio de la diferencia glaciar-interglaciar en los últimos 4 kyr (Fig. 2.18). Es difícil argumentar a favor de un papel importante del CO2 en las terminaciones glaciares sin pruebas, cuando claramente no lo tiene en las incepciones glaciares.

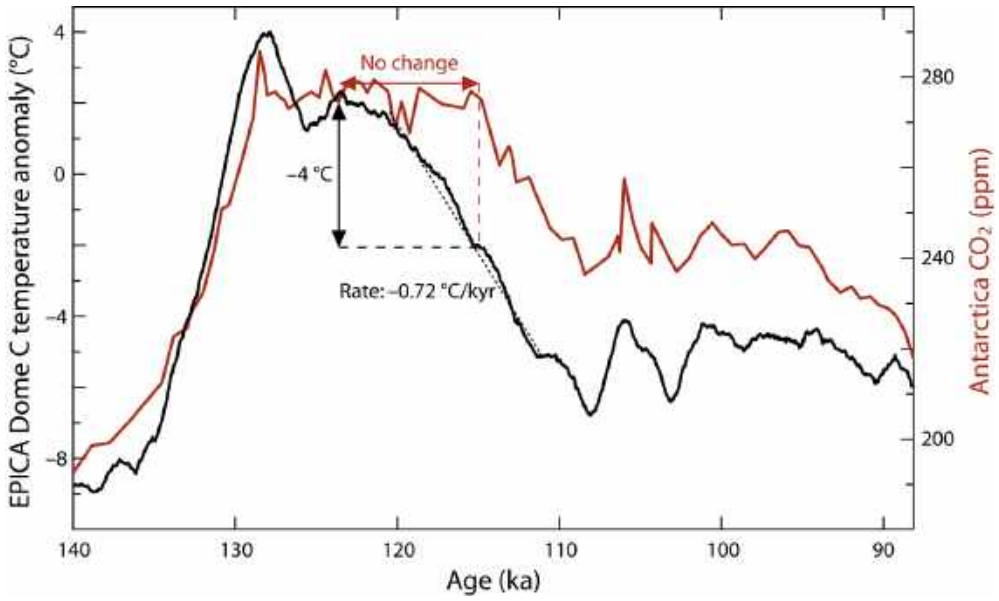


Fig. 2.18 El CO2 no desempeña ningún papel en los inicios de los glaciares
El proxy de deuterio EPICA Dome C para la temperatura antártica (curva negra) muestra un enfriamiento de 4 °C entre 123,5 y 115 ka (flecha negra), cuando los niveles antárticos de CO2 (curva roja) no mostraron ningún cambio (flecha roja). La tasa de enfriamiento entre 120,5 y 111 ka (línea negra discontinua) es casi lineal, con una tendencia de aproximadamente -0,72 °C/kyr, que no muestra ninguna respuesta a las importantes diferencias en la tasa de cambio del CO2 . Datos de temperatura promediados con una ventana de 1.000 años. Datos de temperatura de Epica Dome C según Jouzel et al. (2007); datos de CO2 según Bereiter et al. (2015).

Sabemos por mediciones de núcleos de hielo que la terminación glaciar I (la más cercana a nosotros, a partir de 18 ka) supuso un cambio en las concentraciones atmosféricas de CO2 de 190 a 265 ppm, un aumento de 75 ppm. Al mismo tiempo, se estima que la temperatura aumentó globalmente entre 4 y 6 °C (Schneider von Deimling et al. 2006; Annan & Hargreaves 2013; Tierney et al. 2020). Se ha estimado que el papel del CO2 causó directamente el 30% del calentamiento, e indirectamente a través de interacciones de forzamiento otro 20% (Gregoire et al. 2015), por lo que entre la mitad y un tercio del calentamiento (o unos 2-3 °C) se atribuye al aumento del CO2 .

Un cálculo sencillo nos dice que el aumento de 190 a 265 ppm es el 48% de una duplicación. Esto es cierto porque estamos tratando con una escala logarítmica, (ln(265)-ln(190))/(ln(190×2)-ln(190))=0,48. Así pues, se calcula que el 48% de una duplicación produjo un calentamiento de 2-3 °C entre 18 y 10 ka. El aumento desde los niveles preindustriales a los actuales de CO2 (280 a 415 ppm, o 135 ppm) constituye el 57% de una duplicación. Es decir, (ln(415)-ln(280))/(ln(280×2)-ln(280))=0,57, por lo que el efecto de calentamiento debería ser similar. Sin embargo, incluso si el CO2 es responsable del 100% del calentamiento moderno, como afirma el IPCC (véase el Cap. 9), ¿por qué sólo ha producido un aumento de aproximadamente 0,8 ° C (HadCRUT4 1850-2020)? Algo no cuadra. Si nuestros conocimientos sobre los niveles de CO2 en el pasado son correctos, y la hipótesis de que el CO2 fue responsable de entre un tercio y la mitad del calentamiento en el final de los glaciares es correcta, en 18 ka el CO2 era entre dos y tres veces más potente que ahora. Si el CO2 antropogénico no es responsable de todo el calentamiento observado desde 1850, como parece probable, entonces la situación es mucho peor. No hay manera de conciliar la disparidad que ya había advertido el difunto Marcel Leroux (2005). Así pues, debemos aceptar, basándonos en los datos actuales, que el CO2 tuvo un papel muy secundario durante el ciclo glaciar, responsable, como mucho, de una sexta parte del calentamiento en las terminaciones, y concluir por tanto que el CO2 no es un factor climático importante durante las transiciones glaciar-interglaciar del Plio-Pleistoceno.

Una opinión más pesimista es considerar que el reciente aumento de CO2 conlleva más de 1 ° C de calentamiento comprometido aún no manifestado, lo que implica una sensibilidad climática de equilibrio de 4 o más. No hay pruebas que apoyen esta creencia. De hecho, hay muchas pruebas en contra:

- La continua eliminación de CO2 antropogénico a través de sumideros de carbono cada vez más sólidos. Cuanto más producimos, más se elimina de la atmósfera. Una tasa de eliminación cada vez mayor va en contra de un hipotético alto compromiso de calentamiento a partir de los niveles actuales de CO2 .
- La falta de pruebas de una sensibilidad climática de 4 o más. La mayoría de los valores deducidos experimentalmente para la sensibilidad climática de equilibrio se sitúan entre 1,5 y 2,5 (véase la sección 9.5), la mitad de la tasa necesaria para el papel que se atribuye al CO2 en la deglaciación.
- La ausencia de un aumento significativo del ritmo de calentamiento durante el siglo pasado. Si realmente hubiéramos aumentado el calentamiento comprometido de forma significativa, la tasa de calentamiento debería haber aumentado proporcionalmente, pero eso no es lo que se ha observado (véase la sección 12.7).

- Una gran cantidad de calentamiento comprometido debería hacer que los periodos de décadas con poco o ningún calentamiento fueran cada vez más improbables. Una vez más, esto va en contra de las observaciones.

La única manera razonable de conciliar la disparidad en los aumentos de CO2 y los aumentos de temperatura entre la terminación glaciar I y el Calentamiento Global Moderno es concluir que el CO2 tuvo un papel menor en la terminación glaciar. Además, es razonable esperar que desempeñe un papel menor en el inicio del próximo glaciar.

2.12 Conclusiones

2a. La oblicuidad es el principal factor del ciclo glaciar-interglaciar. La precesión, la excentricidad y la insolación estival a 65°N desempeñan un papel secundario. El ciclo glaciar es el resultado de la interacción entre dos ciclos que operan simultáneamente, el ciclo de oblicuidad de 41 años y el ciclo global de volumen de hielo de 100 años relacionado con la excentricidad.

2b. El ritmo de los periodos interglaciares de mediados a finales del Pleistoceno es consecuencia de que la Tierra se encuentra en un estado muy frío que impide que casi la mitad de las oscilaciones de la oblicuidad salgan con éxito de las condiciones glaciares. El ritmo del último millón de años ha sido de 72,7 kyr/interglaciar, es decir, 1,8 oscilaciones de oblicuidad entre interglaciares. Esto puede describirse generalmente como un interglaciar cada dos oscilaciones de la oblicuidad, excepto cuando se está cerca de los picos de excentricidad de 405 kyr, en que los interglaciares tienen lugar en cada oscilación de la oblicuidad.

2c. Las terminaciones glaciares requieren, además del aumento de la oblicuidad, la existencia de factores de retroalimentación muy fuertes reclutados en niveles de volumen de hielo global muy elevados. El aumento de la insolación en el verano boreal una vez que la oblicuidad está aumentando es un factor positivo, y si es lo suficientemente alto durante los picos de excentricidad, puede impulsar el proceso de terminación por sí solo.

2d. La Transición de mediados del Pleistoceno fue probablemente provocada por el enfriamiento continuo del planeta que causó una acumulación excesiva de hielo extrapolar. Este cambio introdujo el requisito contraintuitivo de que se acumularan grandes capas de hielo para desencadenar un interglacial, iniciando el ciclo global de volumen de hielo de 100 años y provocando que la generación interglacial impulsada por la oblicuidad se saltara una oscilación a menos que la alta excentricidad eliminara el requisito de volumen de hielo.

2e. La hipótesis más convincente sobre el efecto de la oblicuidad es a través de cambios en el gradiente de insolación latitudinal de verano, que afecta al gradiente de temperatura latitudinal que controla el transporte de energía y humedad a los polos.

2f. El CO2 sólo puede producir un efecto menor en las terminaciones glaciares, ya que su cambio de concentración medido (aproximadamente un tercio de una duplicación, lo que representa la mitad del efecto de calentamiento de una duplicación) es demasiado pequeño para representar una contribución importante a los grandes cambios de temperatura observados.

3. EL CICLO DANSGAARD-OESCHGER

"El caos no es más que orden a la espera de ser descifrado".
José Saramago (2002)

3.1 Introducción

A principios del siglo XX, los botánicos ya sabían que las turberas y los sedimentos lacustres de Escandinavia mostraban cambios climáticos bastante bruscos reflejados en cambios en la vegetación que indicaban que el final del último periodo glaciar estuvo marcado por la alternancia de periodos fríos (stadials) y cálidos (interstadials). Los dos últimos stadials fueron bautizados con el nombre de *Dryas octopetala*, una flor de la tundra cuyo polen y hojas se volvieron abundantes, como el Older Dryas y el Younger Dryas (YD).

En 1972, tras analizar la composición isotópica de los testigos de hielo de Camp Century, en Groenlandia, Willi Dansgaard informó de que el último periodo glaciar presentaba más de 20 interestadios abruptos marcados por un calentamiento muy intenso (Johnsen et al. 1972). El descubrimiento fue acogido con indiferencia por una comunidad científica que aún se esforzaba por identificar los ciclos de Milankovitch en los datos, ya que los nuevos cambios abruptos no se encontraban en los registros antárticos. Doce años más tarde, Hans Oeschger informó de que los cambios bruscos iban acompañados de aumentos repentinos de CO2 en los núcleos de hielo de Groenlandia (Stauffer et al. 1984). A partir de entonces, los cambios bruscos se conocieron como eventos Dansgaard-Oeschger (D-O). Más tarde se descubrió que los registros de CO2 elevado de Groenlandia eran el resultado de una contaminación química, ya que no coincidían con los registros de CO2 antárticos. Desde entonces, los científicos se esfuerzan por encontrarles una causa, y existe controversia sobre si se trata de una manifestación cíclica o no. La controversia es relevante porque algunos investigadores creen que los eventos D-O podrían estar relacionados con la variabilidad climática milenaria que tuvo lugar durante el Holoceno, y por tanto constituirían parte del trasfondo del cambio climático actual.

3.2 Oscilaciones Dansgaard-Oeschger

El US Greenland Ice Sheet Project 2 (GISP2) necesitó cinco años y más de 3 km de perforación para llegar al lecho rocoso en 1993, produciendo el núcleo de hielo GISP2. Tiene una buena resolución temporal que permite contar las capas de hielo anuales a lo largo de decenas de miles de años. El análisis de los eventos D-O en el núcleo de hielo GISP2, llevó al descubrimiento de que mostraban una frecuencia prominente a los 1470 años (Grootes & Stuiver 1997). El resultado no era tan claro en núcleos de hielo similares, como el europeo GRIP (Greenland Ice Core Project) terminado en 1992, pero se consideró que el GISP2 tenía mejor resolución. Según Stefan Rahmstorf (2003), la periodicidad del ciclo D-O tenía menos de un 1% de probabilidad de deberse al azar, y las desviaciones de las oscilaciones más tardías y mejor datadas respecto al periodo eran de sólo un 2% (Fig. 3.1; Rahmstorf 2003). En 2003 el Consorcio Europeo completó la perforación NGRIP (North-GRIP) en Groenlandia Central, obteniendo un núcleo de hielo más inalterado y en varios aspectos mejor, que de nuevo no apoyó una clara periodicidad de 1470 años.

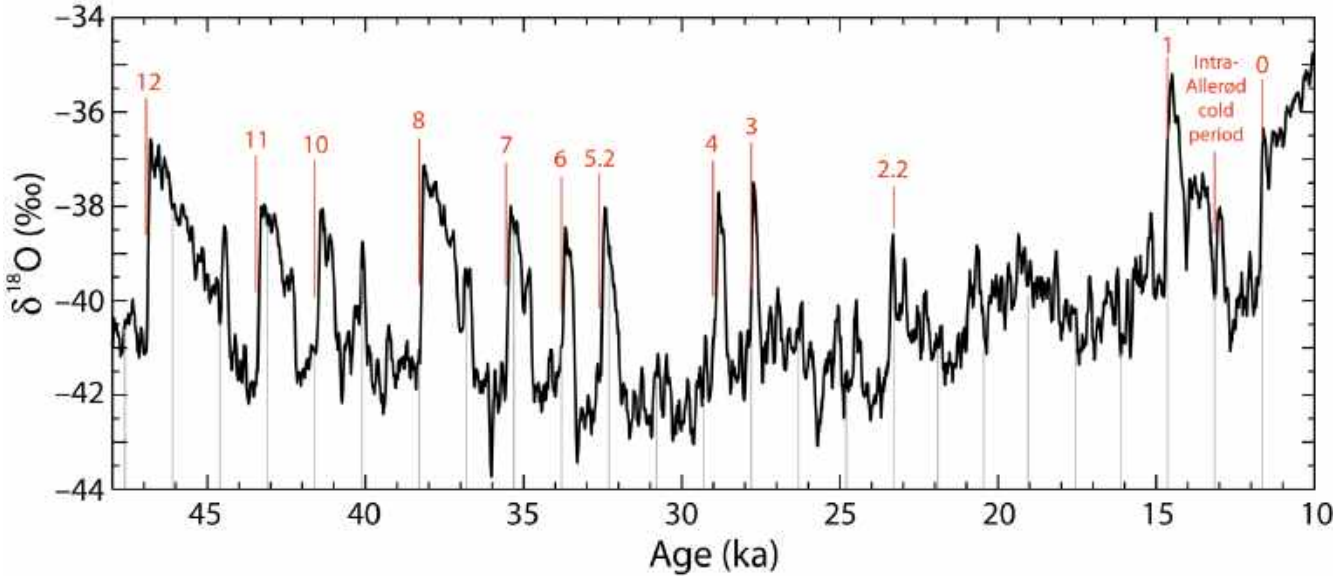


Fig. 3.1 El ciclo Dansgaard-Oeschger
Registro GISP2 de $\delta^{18}O$ como indicador de la temperatura de Groenlandia. GISP2 se ha colocado en la nueva escala temporal GICC05 (Seierstad et al. 2014). Dividir el periodo 48-10 kyr BP en cajas de aproximadamente 1500 años (líneas grises) ayuda a mostrar la periodicidad del ciclo D-O (Ramstorf 2003). Los eventos D-O están numerados según el esquema estratigráfico revisado de Groenlandia (Rasmussen et al. 2014). El abrupto inicio del Holoceno en el Atlántico Norte se considera aquí el calentamiento D-O más reciente (número 0).

En 2005, el Centro Danés para el Hielo y el Clima construyó una nueva escala temporal, la Cronología de Núcleos de Hielo de Groenlandia 2005 (GICC05), comparando tres núcleos de hielo. Alcanzó los 60 ka, la época más temprana en la que aún pueden contarse capas anuales. La escala temporal GICC05 se ha ampliado hasta el último interglaciar con más núcleos de hielo y utilizando capas de ceniza volcánica, tasas de deposición de ^{10}Be, el registro global de CH_4y patrones de impurezas. La comparación de GISP2 con GICC05 mostró discrepancias significativas, y las capas de ceniza confirmaron que GISP2 necesitaba correcciones. Cuando los datos de GISP2 se convirtieron a la escala temporal de GICC05 (Fig. 3.1; Seierstad et al. 2014), la potencia del pico de 1470 años en los análisis de frecuencia no se diluyó sorprendentemente en varios picos más pequeños en el rango de 1000-2000 años. Esto muestra los peligros de confiar en un único registro, supuestamente superior. Debemos rechazar la noción de que los eventos D-O ocurren en intervalos de 1470 años, pero aún muestran una tendencia a ocurrir en múltiplos de c. 1500 años (Fig. 3.1). De hecho, el evento D-O que puso fin al periodo del Dryas más antiguo e inició el periodo más cálido de Bølling, y el evento D-O que inició el Holoceno, tuvieron lugar con una diferencia casi exacta de 3000 años (c. 14.750 y 11.750 años AP). Y a mediados de ese periodo, otro calentamiento abrupto puso fin súbitamente al periodo frío intra-Allerød (Fig. 3.1). En este trabajo se sigue la convención de nomenclatura del esquema estratigráfico revisado de Groenlandia de Rasmussen et al. (2014), que divide las oscilaciones D-O en estadiales groenlandeses (GS, fase fría), e interestadiales (GI, fase cálida), numerados dentro de una secuencia que también incluye cambios climáticos no D-O.

Las oscilaciones D-O son los cambios climáticos abruptos más dramáticos y frecuentes del registro geológico. Ayudaron a definir el concepto de cambio climático abrupto, ya que antes de su descubrimiento se suponía que el clima cambiaba lentamente con el tiempo desde una perspectiva humana. En Groenlandia, las oscilaciones D-O se caracterizan por un calentamiento brusco de unos 9 ° C en la temperatura media anual, pasando de una fría fase estacional a una cálida fase interestadial en unas pocas décadas, seguido de un enfriamiento gradual más lento antes de un retorno más rápido a las condiciones estacionales. Inicialmente se pensó que eran fenómenos regionales, ya que no aparecían de forma prominente en los registros de los núcleos de hielo antárticos, sin embargo las pruebas descubiertas desde entonces muestran que muestran un efecto climático a escala hemisférica que alcanza también al Hemisferio Sur (Fig. 3.2).

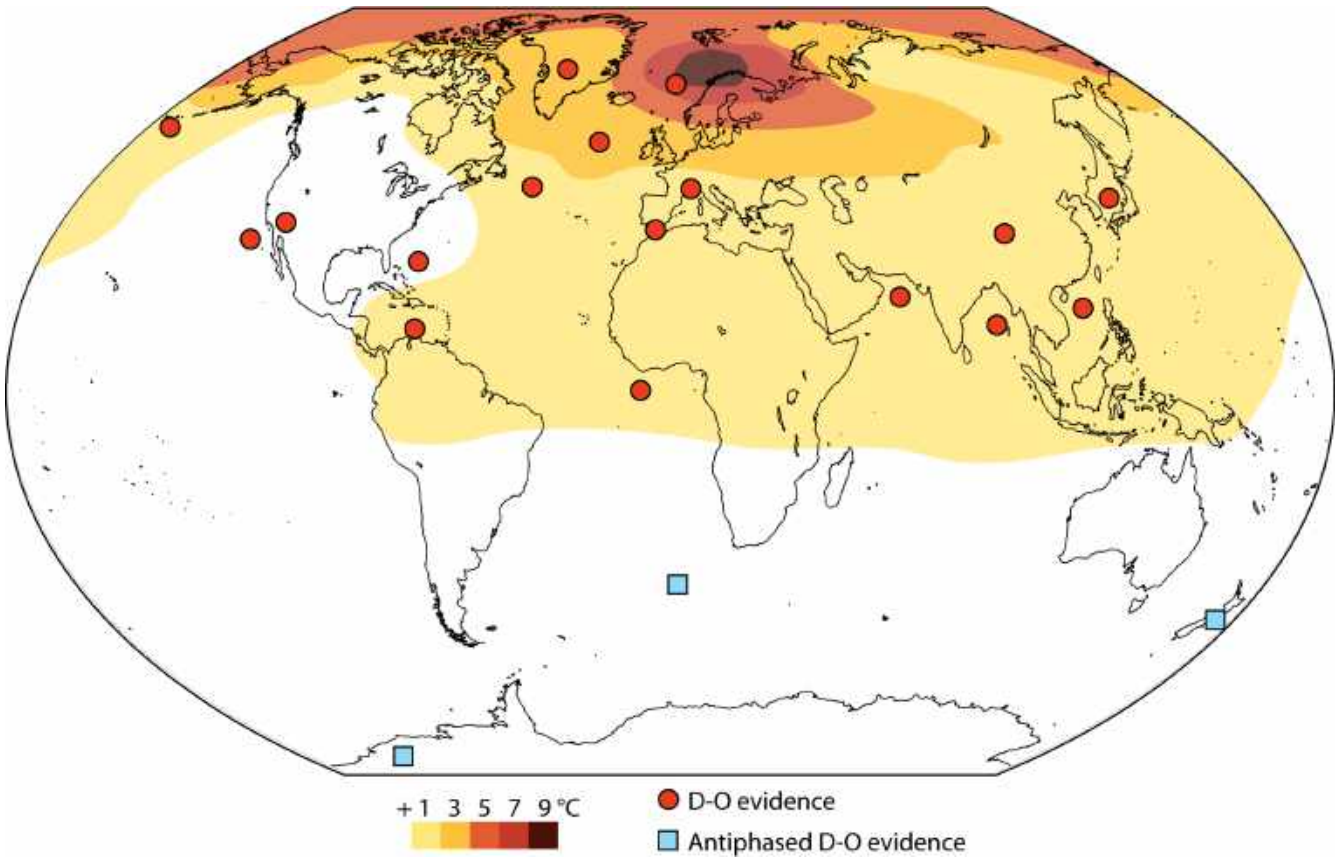


Fig. 3.2 Efectos generalizados del ciclo Dansgaard-Oeschger
El calentamiento en Groenlandia coincide (puntos rojos) con condiciones más cálidas y húmedas en Europa, mayores temperaturas de la superficie del mar en el Mediterráneo occidental, aumento de las precipitaciones en la costa venezolana, aumento del monzón de verano en el océano Índico, aridez en el suroeste de Norteamérica y China, cambios en la ventilación oceánica en California, aumento de la temperatura del mar y de la productividad en el mar Arábigo. El calentamiento de Groenlandia también coincide (cuadrados azules) con el enfriamiento antifase de la Antártida y los mares circumpolares (véanse las referencias de Broecker 1999 y Rohling et al. 2003). Los cambios de temperatura modelizados (según Menviel et al. 2014) no reproducen completamente la extensión de un interestadio D-O, ni siquiera después de duplicar la escala de temperatura, ya que Groenlandia muestra un aumento de 8-10 °C. Los eventos D-O se centran en los mares nórdicos, entre Groenlandia, Islandia, las Islas Feroe y Noruega, al suroeste de lo que muestra el modelo.

Las oscilaciones D-O no son el único cambio climático que tuvo lugar durante el último periodo glaciar. La variabilidad de la temperatura es muy elevada (Fig. 3.3b y c), y los cambios tienen formas, duraciones y espaciamientos diferentes. A veces están separados por otros cambios climáticos intensos de naturaleza diferente llamados eventos Heinrich (HEs). Describamos estos cambios empezando por Groenlandia.

Con una periodicidad irregular de c. 6.000 años (barras verticales de la Fig. 3.3) se produjeron HE de 1-4 kyr de duración en la región atlántica septentrional, lo que provocó un descenso de 1-2 °C del clima glacial, ya de por sí frío. Las temperaturas de la superficie del mar en el Atlántico Norte descendieron hasta lo que hoy son condiciones árticas tan al sur como 45° N, y probablemente quedaron cubiertas por hielo marino durante el invierno. Los niveles globales de metano disminuyeron durante los HEs (Fig. 3.3e). Los HEs también se caracterizan por una mayor producción de icebergs de la capa de hielo Laurentide, o menos a menudo de la Fennoscandian, llevando con ellos grandes cantidades de material erosionado que, cuando los icebergs se derritieron, se depositaron en el lecho marino como restos de hielo (IRD). Los HE se etiquetan como H0 a H6 (Fig. 3.3a), coincidiendo el más reciente con el YD.

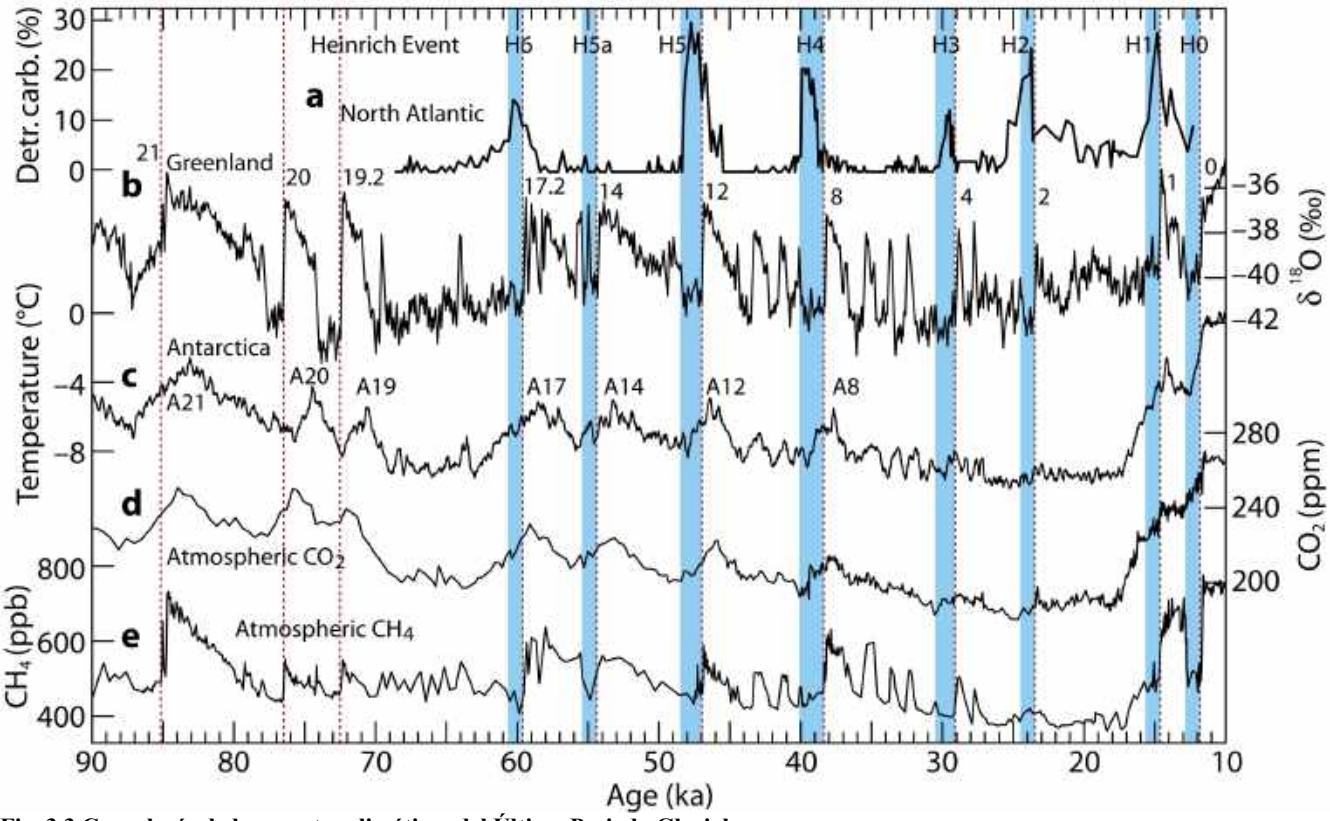


Fig. 3.3 Cronología de los eventos climáticos del Último Periodo Glacial
a) Porcentaje de carbonato detrítico en el núcleo de aguas profundas DSDP 609 (según Bond et al. 1999), un indicador de la actividad de los icebergs en el Atlántico Norte. Los eventos Heinrich se definen en función de la actividad inferida de los icebergs. La cantidad de trazadores petrológicos específicos cambia en diferentes eventos Heinrich, reflejando diferencias en el origen de los icebergs. **b)** GISP2 proxy de temperatura $\delta^{18}O$ de Groenlandia en la escala temporal GICC05 (según Seierstad et al. 2014). Los números indican eventos D-O. **c)** Reconstrucción de la temperatura del domo C del EPICA antártico a partir de registros de deuterio (según Jouzel et al. 2007). Datos promediados con una ventana de 200 años. A8 a A21 son eventos de calentamiento antártico (Máximos Isotópicos Antárticos) numerados según los interestadiales de Groenlandia. **d)** Concentración de CO2 atmosférico antártico a partir de varios núcleos de hielo (según Bereiter et al. 2015). **e)** Concentración de CH_4de Groenlandia a partir del núcleo de hielo GISP2 en la escala temporal GICC05 (según Seierstad et al. 2014). Barras azules, cronología de los eventos de Heinrich (H3 a H6 de Ahn & Brook 2008; H0 a H2 de Hemming 2004). Líneas verticales discontinuas, calentamiento abrupto en Groenlandia tras los eventos Heinrich.

Tras un HE se desencadena un calentamiento interestadial D-O. Aunque sólo una de cada cuatro oscilaciones D-O va precedida de un HE, las otras tres van precedidas de un enfriamiento similar, aunque reducido, y de la deposición de IRD en los sedimentos marinos del Atlántico Norte. Gerard Bond sugirió que las HE forman parte del ciclo D-O (Bond et al. 1993). Dado que las HE implican un enfriamiento más profundo y un desprendimiento mucho más intenso de la plataforma de hielo, podemos distinguir entre oscilaciones D-O HE (GI 1, 4, 8, 12, 14, 17.2) y oscilaciones D-O no HE.

Las oscilaciones D-O se caracterizan por su cambio asimétrico de temperaturas. Todas ellas muestran un calentamiento muy rápido, con un aumento de las temperaturas de unos 7-13 °C (9 °C de media, temperatura central de Groenlandia) en menos de siete décadas, en el lapso de una vida humana (Fig. 3.4). El ritmo de calentamiento es de la asombrosa cifra de 1 ° C cada siete años. Este calentamiento abrupto cesa de forma sincrónica en casi todos los eventos D-O (Fig. 3.4). Dado que el ritmo y la duración de la fase de calentamiento son muy similares, a pesar de que las condiciones previas son muy distintas, esto sugiere que la fuente de calor probablemente tiene una capacidad entálpica limitada, y que la cantidad de calor liberada es similar para todos los eventos D-O. Al calentamiento abrupto le sigue un periodo de enfriamiento de unos 175 años en el que la temperatura desciende entre 2 y 4,5 °C. A partir de este momento, las oscilaciones D-O muestran una gran variabilidad. Algunas oscilaciones D-O (GI 3, 4, 5.2 y 6) pierden toda la temperatura ganada en sólo tres siglos, mostrando tasas de enfriamiento de -0,3 °C/década o incluso más rápidas, y a menudo alcanzando temperaturas más frías que antes del evento D-O (Fig. 3.4). La duración total de estos breves eventos D-O es de sólo 400-500 años. Otras oscilaciones D-O tardarán entre 500 y 800 años en completar un descenso más irregular, para un periodo total de 800-1000 años (GI 7, 10). Por último, algunas oscilaciones D-O tardarán más tiempo en volver a la línea de base de las estaciones glaciares que la duración de un ciclo de oscilación (Fig. 3.4, GI 8). En tales casos se impide que se produzcan nuevos eventos D-O hasta que finalice el enfriamiento.

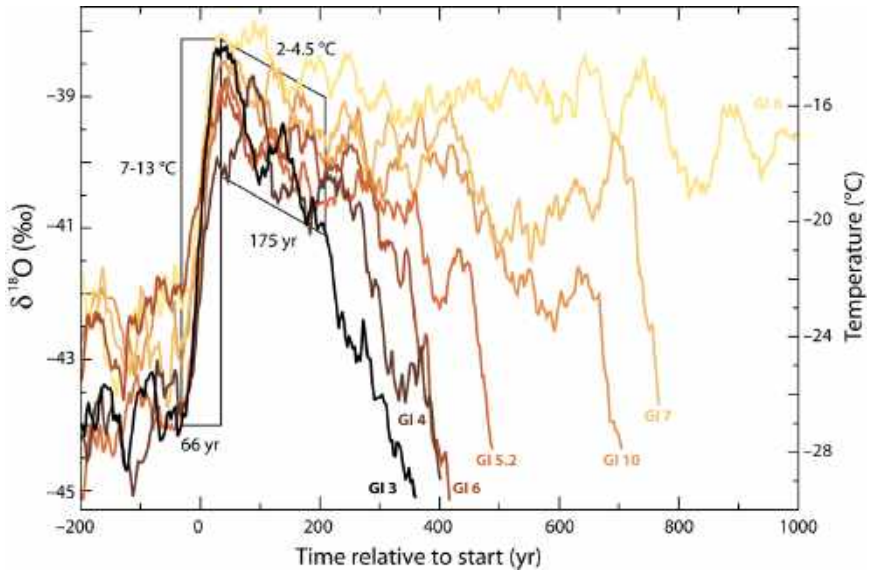


Fig. 3.4 Evolución temporal de las recientes oscilaciones D-O
Proxy de temperatura $\delta^{18}O$ del NGRIP (miembros del NGRIP 2004) en la escala temporal del GICC05, promediada con una ventana de 40 años. Las oscilaciones D-O correspondientes a los interestadiales de Groenlandia (GI) 3 a 10, entre 42-27 ka se han alineado según su tiempo de calentamiento medio. GI 9 no se ajusta al patrón D-O y no se incluye. Las oscilaciones D-O muestran una fase de calentamiento muy abrupta en un lapso de tiempo muy estrecho de menos de un siglo, seguida de la pérdida de aproximadamente una cuarta parte del aumento de temperatura en los dos siglos siguientes. Después de eso, los eventos D-O dejan de comportarse de forma coherente y vuelven a las condiciones glaciares a ritmos diferentes. Según Ganopolski & Rahmstorf (2001).

3.3 Oscilaciones de Dansgaard-Oeschger en el registro antártico

Al estudiar el ciclo D-O en los registros antárticos se hizo evidente que los cambios de temperatura en Groenlandia coincidían con los cambios en los niveles de metano a escala global (Fig. 3.3). Dado que los niveles de metano aumentaban simultáneamente tanto en los núcleos de hielo de Groenlandia como en los de la Antártida, esto proporciona una forma precisa de alinear ambos registros (Miembros del Proyecto WAIS Divide 2015). La alineación de los registros antárticos y groenlandeses muestra que existe una relación inversa de temperatura entre ambos polos. Durante un D-O GS (fase fría) la temperatura aumenta en la Antártida. Este aumento es especialmente intenso si el stadial es un HE. La temperatura en la Antártida alcanza su máximo c. 220 años después de que se desencadene el calentamiento abrupto D-O en Groenlandia (Miembros del Proyecto WAIS Divide 2015; Fig. 3.5). Este retraso sugiere que un vínculo oceánico entre ambos polos es el responsable. Después, la temperatura desciende simultáneamente en ambos polos, pero la temperatura antártica toca fondo antes y comienza a subir de nuevo en preparación para la siguiente oscilación.

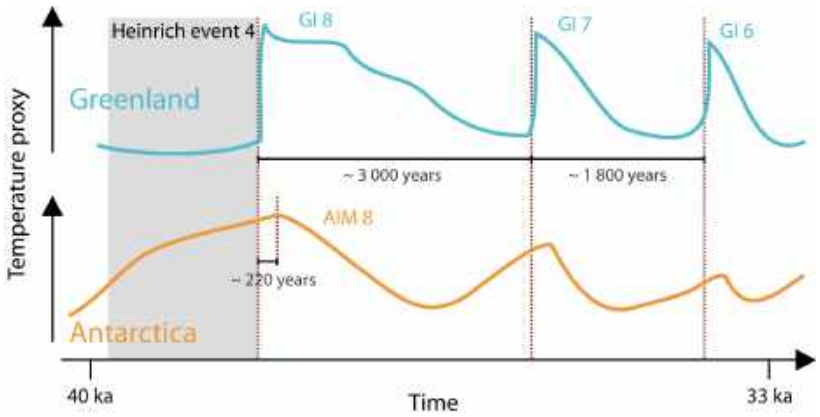


Fig. 3.5 Dibujo de la fase interpolar D-O de las temperaturas
Durante un evento Heinrich, la temperatura de Groenlandia (arriba) se enfría mucho, mientras que aumenta en la Antártida (abajo). Una vez que se produce el calentamiento brusco en Groenlandia, la temperatura alcanza su máximo en la Antártida una media de 220 años después. Si el calentamiento antártico previo ha sido muy intenso, como en AIM 8 (Máximo Isotópico Antártico), el correspondiente enfriamiento ártico, GI 8 (Interestadial de Groenlandia) puede durar mucho más y entonces se saltan uno o más periodos de ciclo hasta que la temperatura es lo suficientemente fría. Según los miembros del proyecto WAIS Divide (2015) y van Ommen (2015).

¿Cómo se consigue esta conexión de temperaturas? El planeta recibe la mayor parte de la energía del Sol a través de las zonas tropicales, donde se irradia una parte. El resto de la energía convertida en calor debe dirigirse hacia los polos, donde la mayor parte del calor sobrante se irradia al espacio. Este transporte meridional de calor se consigue en parte a través de la atmósfera, que transporta dos tercios del calor excedente hacia latitudes más altas, y en parte a través de los océanos, donde otro tercio del calor excedente es transportado a través de la Circulación Meridional de Vuelco en forma de corrientes cálidas subsuperficiales, que regresan como corrientes frías profundas una vez que ventilan el calor hacia la atmósfera de latitudes altas. Lo que hace que el transporte meridional de calor funcione es el gradiente de temperatura entre los trópicos y los polos.

A las aguas cálidas del Pacífico se les impide en su mayor parte llegar al Ártico, por lo que la única conexión efectiva es a través del Atlántico Norte, entre Groenlandia y Escocia. El cierre de la conexión Pacífico-Atlántico convirtió al océano Atlántico Norte en un callejón sin salida para el transporte meridional de calor. Durante los periodos glaciares, el flujo del Estrecho de Bering se detiene por el hielo y el bajo nivel del mar. El Atlántico Sur es el único océano meridional que transporta calor hacia el norte a través del Ecuador. Por lo tanto, el Atlántico es una vía para las aguas cálidas subsuperficiales que se originan en el Océano Austral y se dirigen al Océano Ártico, regresando como aguas frías profundas. Esta es la causa de la conexión de temperaturas entre los polos. Se ha propuesto que cuando la corriente atlántica es fuerte enfría el Antártico y calienta el Ártico cambiando el balance energético a favor del último, y cuando la corriente atlántica es débil calienta el Antártico y enfría el Ártico por el efecto contrario. Esta hipótesis de piratería del calor es la base del modelo bipolar del balancín, que se apoya en las pruebas disponibles sobre los cambios de la Circulación Meridional de Oscilación del Atlántico (AMOC; Stocker & Jonhsen 2003).

El crecimiento explosivo del metano durante las oscilaciones D-O hizo temer que los cambios climáticos bruscos hubieran desencadenado repetidamente el hipotético cañón de clatratos. Existen depósitos sustanciales de metano de varios cientos de Gt en forma de hidratos sólidos (clatratos) a 300-500 m de profundidad en los océanos, mantenidos como sólidos por la baja temperatura y la alta presión. Se formuló la hipótesis de que un calentamiento rápido podría desencadenar su liberación en un futuro próximo. Sin embargo, el análisis isotópico del deuterio del metano de los núcleos de hielo mostró que el aumento del metano iba acompañado de un agotamiento del deuterio (Bock et al. 2010; Fig. 3.6). Este agotamiento indica que su origen está en el metano pobre en deuterio de los humedales boreales, una de las principales fuentes naturales de metano, y no en los hidratos de clatrato ricos en deuterio. El aumento de la temperatura y de las precipitaciones asociado al ciclo D-O (Fig. 3.2) sería el responsable de la expansión de los humedales boreales y del aumento de las emisiones de CH_4.

La disminución del deuterio del metano comienza durante el HE 4, varios siglos antes de que comience el calentamiento abrupto del D-O y aumenten los niveles de CH(4) (Fig. 3.6; Bock et al. 2010). Los autores lo explican como el resultado de una intensificación de la AMOC que aumenta las precipitaciones en latitudes altas (Bock et al. 2010). Esto es importante porque se cree que una intensificación del AMOC durante un HE es responsable del extraordinario aumento de la actividad de los icebergs del Atlántico Norte al provocar el colapso generalizado de las plataformas de hielo en el Atlántico Norte (Hulbe et al. 2004). Los fenómenos D-O que no siguen a un HE parecen ser la respuesta a cambios bipolares de vaivén similares pero menos intensos, por lo que un AMOC más intenso podría proporcionar la energía necesaria para los fenómenos D-O.

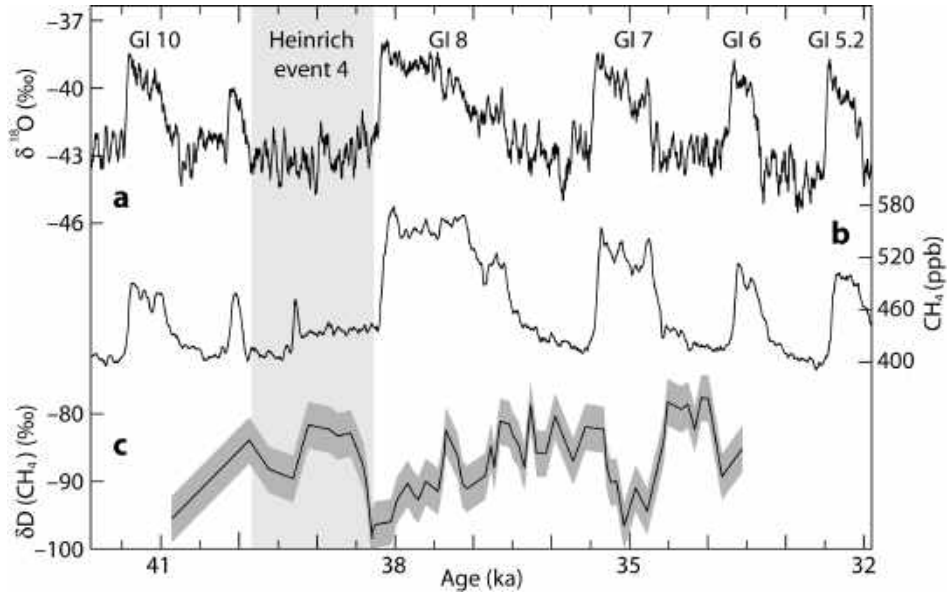


Fig. 3.6 Cambios y origen del metano durante los fenómenos D-O
a) Proxy de temperatura $\delta^{18}O$ de Groenlandia del NGRIP (según los miembros del NGRIP 2004) en la escala temporal GICC05, promediada con una ventana de 40 años. **b)** Registro de CH_4del núcleo de hielo Divide de la capa de hielo de la Antártida Occidental (WAIS) (según Rhodes et al. 2015), sincronizado con el modelo de edad GICC5. **c)** Cambios de deuterio del metano del NGRIP, $\delta D(CH_4)$

, en por mil. El área gris oscura representa 1σ de incertidumbre de la medida. La barra gris claro indica el evento Heinrich 4. Los cambios en los niveles de metano están inversamente correlacionados con el contenido de deuterio del metano, lo que indica una fuente pobre en deuterio, muy probablemente humedales boreales. Según Bock et al. (2010).

Los eventos D-O constituyen el ejemplo más claro de cambio climático abrupto aparte de los impactos de asteroides. Se han producido repetidamente en el pasado con una frecuencia milenaria, cambiando el clima de todo un hemisferio y afectando a todo el planeta. Fueron capaces de elevar los niveles de metano en un 30% a escala global (Fig. 3.6), aunque sorprendentemente no fueron ni causa ni consecuencia de cambios significativos en el CO2 . Los registros de los núcleos de hielo antárticos no registran ninguna contribución o respuesta del CO2 a los eventos D-O (Fig. 3.3d). Los niveles de CO2 sólo aumentan durante los HE. Como hemos visto, los HE están asociados al calentamiento de la Antártida, mientras que la región del Atlántico Norte se enfría y la descarga de icebergs aumenta considerablemente. Dado que la región antártica es la única que se calienta durante un HE, generalmente se cree que el aumento de CO2 se originó por una mayor ventilación de CO2 procedente de un Océano Austral que se calienta (Ahn y Brook 2014).

Ahn y Brook (2014) investigaron la relación entre los cambios de CO2 y los cambios de temperatura en la Antártida durante las estadiales que preceden al calentamiento abrupto D-O. Se trata de stadials sólo en Groenlandia (GS), porque como hemos visto el período frío entre eventos D-O se caracteriza en la Antártida por el calentamiento (Fig. 3.5). Encontraron que las GS muestran diferentes cambios de CO2 coincidan o no con una HE (Fig. 3.7; Ahn & Brook 2014). Las HE-GS muestran un aumento del CO2 mientras que las no HE-GS no muestran ningún aumento en los niveles de CO2 (recuadro de la Fig. 3.7). Este resultado sugiere que es la HE enfriando el Atlántico Norte la que está causando que el Océano Antártico se caliente y libere CO2 , y no el calentamiento antártico, que en todos los casos no está relacionado con los niveles de CO2 .

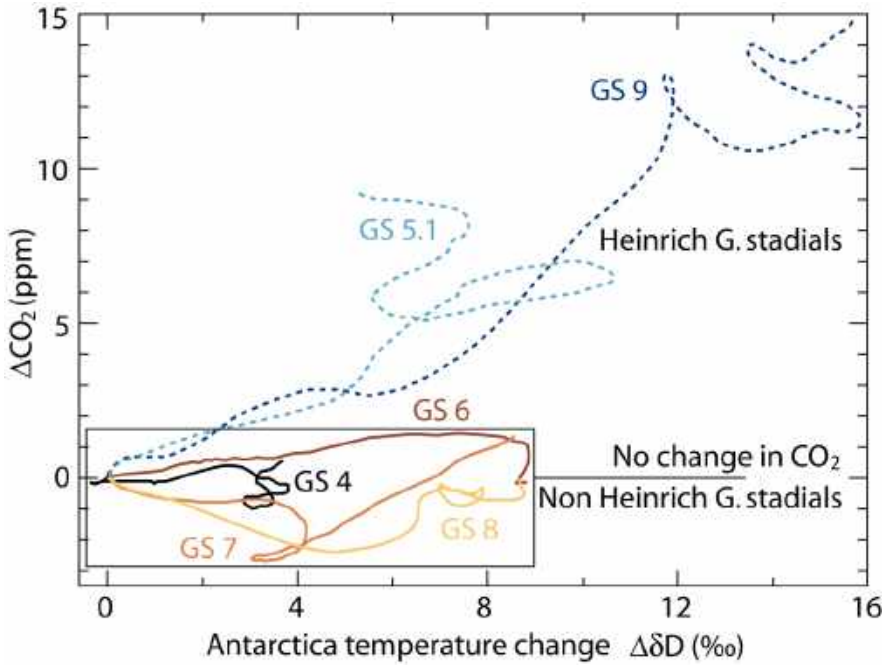


Fig. 3.7 Relación entre el CO2 y la temperatura antártica durante las estadiales de Groenlandia
Relación entre los cambios en la temperatura antártica (expresados como cambios en la diferencia en la relación de deuterio a hidrógeno respecto a un patrón), y los cambios en el CO2 (ppm) en el Siple Dome (Antártida) durante los periodos coincidentes con GS. Los registros son a largo plazo sin tendencia y promediados cada trescientos años (según Ahn & Brook 2014). Los GS están numerados de acuerdo con el esquema estratigráfico revisado de Groenlandia (Rasmussen et al. 2014), y por lo tanto están terminados por un calentamiento D-O que inicia un interestadial numerado con el número precedente. Líneas discontinuas, GS que coinciden con eventos Heinrich. Líneas continuas, GS que no coinciden con un evento Heinrich. El calentamiento antártico previo a los eventos D-O tiene lugar en ausencia de cambios de CO2 , excepto cuando está asociado a eventos Heinrich.

Podemos concluir que, según las pruebas disponibles, el CO2 no desempeña ningún papel en los cambios climáticos más bruscos y frecuentes de los que tenemos conocimiento, el ciclo D-O, y que el aumento de CO2 observado en la Antártida asociado a los HE parece ser una consecuencia del calentamiento del Océano Austral, y ni causa ni consecuencia del calentamiento antártico. Además, el aumento de CO2 durante los HEs (de unas 10-15 ppm) no parece alterar significativamente la tasa o magnitud del calentamiento durante la posterior oscilación D-O (véase por ejemplo que el GI 8 muestra un calentamiento similar al resto, Figs. 3.4 & 3.6).

Ahora podemos entender la diferencia entre las oscilaciones D-O HE y no HE. Las HEs son probablemente causadas por una reducción en el transporte de calor inter-hemisférico por AMOC. Como esto ocurre en intervalos de unos 6000 años,

podemos especular que se debe a una intensificación de las condiciones glaciares y/o a la acumulación de hielo en el Hemisferio Norte a lo largo del tiempo. Como consecuencia, la Antártida se calienta y el Ártico y el Atlántico Norte se enfrían, prueba evidente de una reducción del AMOC. El calentamiento del Océano Austral libera CO2 , mientras que el hielo sigue creciendo en el Hemisferio Norte. La creciente diferencia de temperatura entre el Océano Austral y el Atlántico Norte reactiva el AMOC. Esto provoca un aumento de las precipitaciones en los humedales boreales que liberan metano pobre en deuterio, aunque los niveles de metano no cambian todavía. El fortalecimiento del AMOC debería ser responsable del colapso de las extensas plataformas de hielo septentrionales provocando una avalancha de icebergs. La fusión de los icebergs y la producción de agua de deshielo dan lugar a la formación de una tapa de agua dulce que favorece la estratificación de las aguas del Atlántico Norte y de los mares nórdicos. Cuando se produce el calentamiento D-O se pone fin bruscamente a la estadiación. El aumento del calentamiento y de las precipitaciones provoca un incremento de la producción de metano de los humedales boreales, y a nivel mundial los niveles de metano aumentan en un 30% aproximadamente. Curiosamente, el calentamiento registrado en Groenlandia es el mismo independientemente de si el stadial estuvo bajo un D-O o no (Fig. 3.6). Este importante hecho sugiere que los eventos D-O no dependen de la intensidad del AMOC, que debería ser mayor al final de la HE debido a una mayor diferencia de temperatura entre el Océano Austral y el Atlántico Norte, y pone importantes restricciones a la causa del ciclo D-O. Sin embargo, la duración del IG tras un evento D-O sí depende de la situación estacional previa. Cuando el calentamiento abrupto D-O se produce después de un HE, el enfriamiento posterior suele durar mucho más y normalmente se impide que se produzcan otros eventos D-O hasta que se complete el enfriamiento (Fig. 3.3b). Parece probable que la AMOC aumentada continúe proporcionando una mayor cantidad de calor durante 1,5 a 3 kyr, sosteniendo un enfriamiento más lento.

3.4 ¿Tiene el ciclo Dansgaard-Oeschger una periodicidad?

Algunos autores han cuestionado la existencia de un ciclo D-O basándose en que la distribución de las oscilaciones no difiere significativamente de la aleatoria (Ditlevsen et al. 2007). Obviamente, existe la dificultad de datar correctamente y con suficiente precisión oscilaciones que tuvieron lugar hace tanto tiempo. La nueva escala temporal del GICC05 de Groenlandia apoya firmemente que, si existe un ciclo D-O, no está espaciado regularmente, como creían algunos autores. Los registros climáticos glaciares son muy ruidosos porque la variabilidad climática se acentúa durante los periodos glaciares (véase el apartado 4.7), y el análisis matemático de la frecuencia D-O se vuelve más poco concluyente debido a ello. Es necesario identificar correctamente los eventos D-O, y para ello hay que definirlos correctamente, ya que algunos investigadores trabajan con lo que podrían no ser eventos D-O, sino picos de temperatura que podrían responder a diferentes causas. Una oscilación D-O requiere varias condiciones de firma. Es muy asimétrica, con un calentamiento rápido en unas pocas décadas y un enfriamiento lento durante al menos 200 años, seguido de un enfriamiento durante al menos 200 años más para una duración mínima de 400 años (Fig. 3.4). Coincide con un pico similar de los niveles de metano de duración similar (Fig. 3.6). Y está precedido por un calentamiento antártico previo que alcanza su máximo unos 220 años después del pico de calentamiento de Groenlandia (Fig. 3.5). Los picos de temperatura que no responden a este patrón, como GI 9, no pueden identificarse a priori como un evento D-O, aunque sí afectan al análisis de frecuencias. No obstante, la identificación de una periodicidad de 1470 años en los eventos D-O siempre estuvo plagada de problemas. Se demostró que la mayor parte de la potencia del pico procedía de sólo 3 eventos D-O (GI 7, 6 y 5.2; Schultz 2002).

¿Significa la nueva cronología de Groenlandia que los eventos D-O tienen una distribución aleatoria? No necesariamente. La nueva cronología brinda la oportunidad de descartar suposiciones incorrectas y mejorar nuestro conocimiento del ciclo D-O. Un examen casual del periodo glaciar mejor datado en GISP2 en la escala temporal GICC05 entre 11,7-14,7 ka muestra que entre el calentamiento repentino de Groenlandia al comienzo del Holoceno y el calentamiento repentino que puso fin al Dryas más antiguo y comenzó el periodo cálido Bølling-Allerød (BA), hubo un intervalo de tiempo de 3000 años. El mismo intervalo separa el inicio del GI 7 y el GI 5.2 entre 35,5 y 32,5 ka (Fig. 3.8a). Estos son algunos de los eventos D-O más recientes y mejor datados, por lo que es interesante examinar si el intervalo de 3 kyr es significativo en la frecuencia de eventos D-O. El análisis espectral multitapper de GISP2 en GICC05 muestra efectivamente un pico prominente a los 3 kyr (Obrochta 2015; Fig. 3.8b). Se puede obtener más información si centramos nuestro análisis de distribución de frecuencias estrictamente en la fase de calentamiento abrupto de los eventos D-O *bona fide*, de acuerdo con los criterios enumerados anteriormente. Así eliminamos el ruido de otros cambios de temperatura. La tabla 3.1 enumera los 19 eventos D-O del último periodo glacial cuya fase de calentamiento tiene lugar a ≤ 5,5 kyr de otro evento D-O (GI 21 y superiores quedan excluidos por este criterio). Esta lista da como resultado 24 intervalos de tiempo de 5,5 kyr o menos, que separan eventos D-O. Cuando se analiza esta muestra, más de la mitad de los intervalos se agrupan en dos longitudes, 4.8 ±0.3 kyr y 3.0 ±0.3 kyr (Fig. 3.8c).

D–O	Date	D–O	Date	D–O	Date	D–O	Date
GI 0	11,700	GI 6	33,700	GI 12	46,850	GI 18	64,150
GI 1	14,700	GI 7	35,500	GI 13	49,300	GI 19.1	69,650
GI 3	27,800	GI 8	38,250	GI 14	54,250	GI 19.2	72,400
GI 4	28,900	GI 10	41,500	GI 15.2	55,800	GI 20	76,500
GI 5.2	32,500	GI 11	43,350	GI 17.1	59,100		

Tabla 3.1 Lista parcial de eventos D-O
En el análisis se utilizan 19 Interestadios de Groenlandia (IG) identificados como eventos D-O y que ocurren a 5,5 kyr o menos de otro evento D-O, con las fechas (BP) asignadas a la fase de calentamiento rápido. Definen los 24 intervalos de ≤ 5,5 kyr mostrados en la Fig. 3.8c como barras verticales.

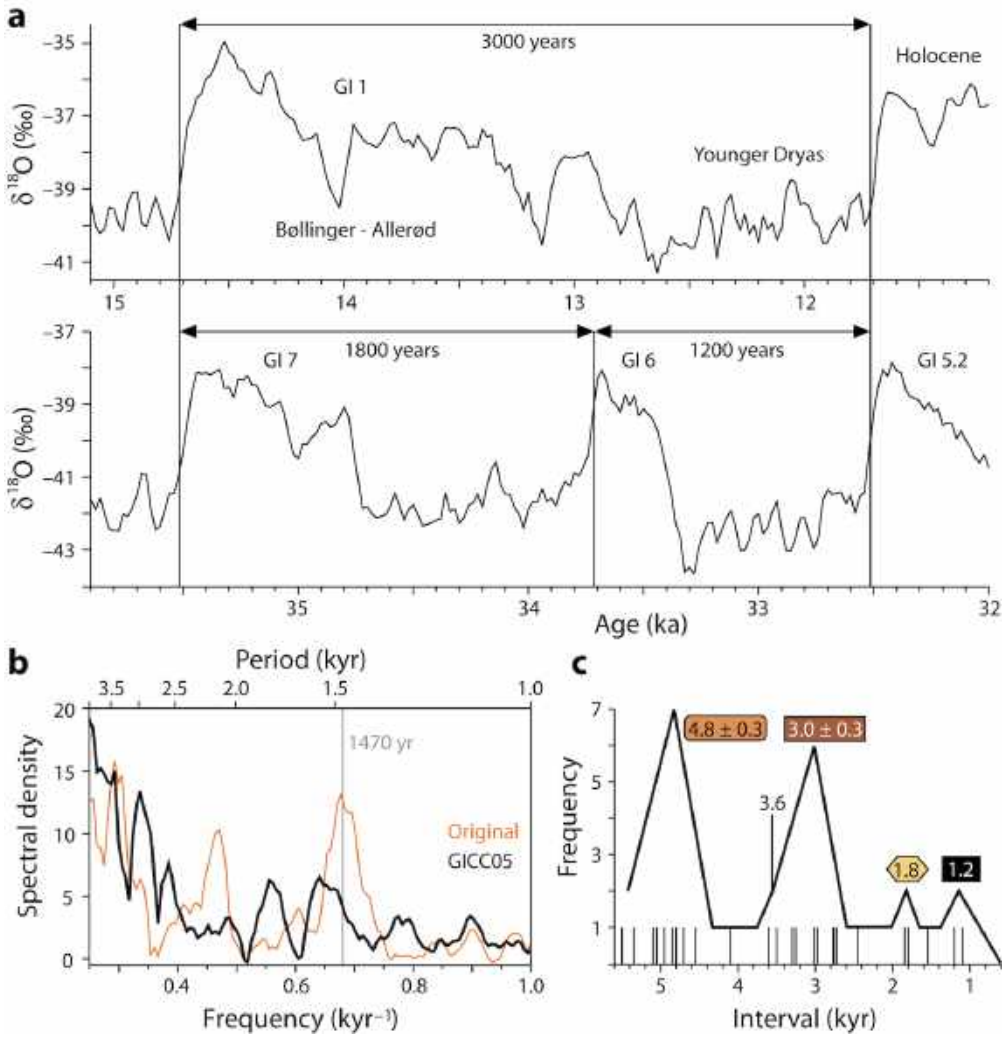


Fig. 3.8 Periodicidad de los eventos D-O
a) GISP2 $\delta^{18}O$ Greenland temperature proxy on GICC05 timescale (after Seierstad et al. 2014), 60-yr averaged, for the periods 11.2-15.1 ka (top graph in a) and 32-35.9 ka (bottom graph in a). Las flechas horizontales indican la periodicidad común de 3000 años, y un caso de espaciamiento de 1800 años y 1200 años cada uno, entre eventos D-O. **b)** Análisis espectral multitaper de los datos GISP2 en la escala temporal original (línea gris), y GICC05 (línea negra) para periodicidades de 1-4 kyr (según Obrochta 2015). El fuerte pico de 1470 años (línea gris vertical) en la escala de tiempo original está ausente en GICC05. **c)** Análisis de distribución del intervalo entre fases de calentamiento rápido D-O en el registro GISP2 en la escala de tiempo GICC05. Más de la mitad de los intervalos se agrupan en los valores 3,0 ±0,3 y 4,8 ±0,3 kyr.

La ocurrencia de más de la mitad de los eventos D-O en intervalos específicos preferidos podría deberse al azar, indicar la existencia de retardos intrínsecos o, alternativamente, denotar la presencia de uno o más marcapasos externos que producen condiciones favorables en diferentes periodicidades. Cuando analizamos la disposición temporal de los intervalos observados

entre eventos D-O, resulta evidente que está demasiado ordenada para deberse al azar (Fig. 3.9). Así que podemos descartar esa posibilidad, por considerarla altamente improbable. Además, la mejor explicación para los intervalos observados es que en el ciclo D-O tienen lugar simultáneamente dos periodicidades diferentes. Una periodicidad con un periodo de 4,8 ±0,3 kyr está representada por la secuencia que abarca GI 4-6-8-11, de c. 14.500 años en un conjunto de tres oscilaciones, y por la secuencia que abarca GI 13-14-17,1-18, de c. 14.800 años en otro conjunto de tres oscilaciones (Fig. 3.9, rectángulos redondeados de color naranja). La otra periodicidad con un periodo de 3.0 ±0.3kyr está representada por la secuencia que abarca GI 5.2-7-8-10, de c. 9.000 años en un conjunto de tres oscilaciones (Fig. 3.9, rectángulos marrones). Curiosamente, las periodicidades cortas de 1,2 y 1,8 kyr, son los residuales que encajan ambas periodicidades (Fig. 3.9, hexágonos amarillos y recuadros negros). 1,8 es la diferencia entre 4,8 y 3,0, y 1,2 es la diferencia entre 3,0 y 1,8. 3,6 kyr, un intervalo que aparece dos veces, es el doble del número 1,8.

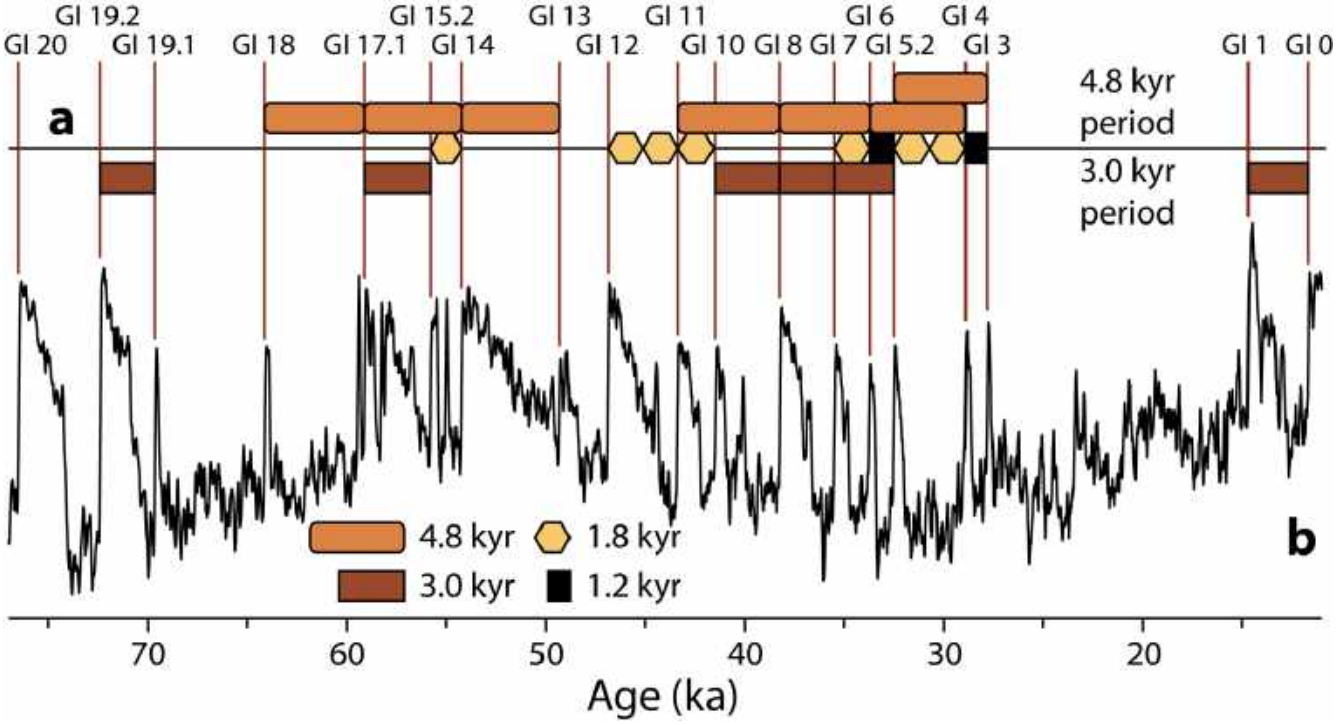


Fig. 3.9 El ciclo D-O
a) Diagrama que muestra la disposición de los intervalos de 4,8 kyr (rectángulos redondeados naranjas), intervalos de 3 kyr (rectángulos marrones), intervalos de 1,8 kyr (hexágonos amarillos) e intervalos de 1,2 kyr (cajas negras) según las periodicidades observadas de 4,8 y 3,0 kyr. Interestadios de Groenlandia (GI) denominados según Rasmussen et al. 2014. Nótese que todos los eventos D-O, excepto GI 20, participan en las periodicidades. **b)** GISP2 $\delta^{18}O$ Greenland temperature proxy on GICC05 timescale (after Seierstad et al. 2014), 100-yr averaged. Los 19 IG mostrados se han seleccionado porque se ajustan a la firma D-O (véase el texto principal). No se han considerado otros picos de temperatura aunque encajen en la doble periodicidad D-O y puedan constituir eventos D-O no reconocidos.

La sorprendente respuesta al tan buscado enigma de la periodicidad del ciclo D-O es que no tiene una sino dos periodicidades mezcladas, un resultado difícil de extraer de un registro ruidoso mediante análisis informático. Esta extraordinaria disposición de los eventos D-O según dos periodicidades simultáneas ligeramente irregulares es muy difícil de explicar en términos de retrasos intrínsecos en los eventos de agua de deshielo, cambios de salinidad o cambios de fuerza de la circulación termohalina. La explicación más parsimoniosa es la existencia de un marcapaso externo que cicle simultáneamente en dos frecuencias. La evidente relación entre ambas periodicidades a través de la aparición de residuales que se aproximan a la diferencia entre sus periodos (1,8 y 1,2 kyr) es un fuerte indicio de una causa común para ambas periodicidades. Si observamos el patrón que se desprende del análisis de la Fig. 3.9, once de los diecinueve eventos D-O son consecuencia de la pertenencia a dos series de tres unidades de 4.8 kyr (GI 4, 6, 8, 11, 13, 14, 17.1, 18), y una serie de tres unidades de 3.0 kyr (GI 5.2, 7, 8, 10). Lo que estos tripletes tienen en común es que tres unidades de 4,8 kyr tienen la misma duración que ocho unidades de 1,8 kyr (14,4 kyr), y tres unidades de 3,0 kyr tienen la misma duración que cinco unidades de 1,8 kyr (9 kyr). Debemos concluir lógicamente que las dos periodicidades observadas son una manifestación de un ciclo fundamental de 1800 años. Ya se sabe que ese ciclo fundamental existe en la naturaleza y afecta al clima. Se trata del ciclo de las mareas oceánicas de 1800 años (Keeling & Whorf 2000).

Las mareas más fuertes posibles en la Tierra tienen lugar cuando (1) hay una sicigia (alineación) Sol-Tierra-Luna, (2) cuando la Luna está más cerca de la Tierra, en el perigeo, (3) cuando la Luna está situada en uno de los nodos de la eclíptica

terrestre, y (4) cuando la Tierra está más cerca del Sol, en el perihelio. Estas condiciones se cumplen simultáneamente cada 1800 años de media (1682, 1823 o 2045 años ±18 años). La periodicidad lunar de 1800 años surge de pequeños desajustes entre la sicigia y el nodo lunar que aumentan y disminuyen con el tiempo (Keeling & Whorf 2000). Pero la fuerza teórica de las mareas, medida como la velocidad angular de la Luna respecto al perigeo, no es la misma en cada pico de 1800 años. El ciclo está sometido a una modulación por pequeñas diferencias (±20 días) entre la sicigia y el perihelio, lo que resulta en una modulación del ciclo que actualmente tiene una periodicidad de 4650 años, pero que podría haber sido más larga en el pasado debido a cambios seculares en los periodos de los meses lunares y del año anómalo producidos, entre otras cosas, por cambios en la precesión (Keeling & Whorf 2000). Así pues, existe una explicación conocida para la relación entre las periodicidades de 1,8 y 4,8 kyr en los eventos D-O. Por el momento sólo podemos especular con un origen lunar para la periodicidad de 3,0 kyr, pero los ciclos lunares son intrínsecamente variables. La cercanía en valor entre la rotación de los nodos lunares alrededor de la Tierra, 18,61 años, y la precesión de la órbita lunar, 18,03 años, produce un ciclo de marea de 366 años (345, 363 y 405 años, más ocasionalmente otros valores) a medida que el perigeo y el nodo lunar se acercan en el tiempo o se separan. Este ciclo de 366 años podría producir un ciclo de 3,0 kyr cada octava unidad (y un ciclo de 1,5 kyr cada cuarta). El ciclo de 366 años está modulado por el ciclo de 1.800 años, por lo que también se intensifica cuando el ciclo de 1.800 años alcanza su punto máximo. Esto podría explicar por qué el ciclo de 3,0 kirios se sincroniza tanto con el de 1,8 kirios como con el de 4,8 kirios. Los ciclos lunares también explican un alto grado de variabilidad en la periodicidad. La intensidad de las mareas no cambia suavemente a lo largo del ciclo de 1800 años, sino que sube y baja continuamente y es casi igual de alta en 1800 ± 90, ±180, y ±360 años, y así sucesivamente, por lo que puede alcanzarse un valor umbral siglos antes o después de que el ciclo alcance su punto máximo, y así la variabilidad del 10% observada (Fig. 3.8c) es fácilmente explicable. Aunque dista mucho de ser concluyente, está claro que casi todas las periodicidades que presenta el ciclo D-O pueden corresponderse con las periodicidades calculadas de las mareas lunisolares, centradas en el ciclo de 1800 años. Calcular una correspondencia más precisa es una tarea complicada, y tiene el problema de que no sabemos cómo han evolucionado los ciclos lunares a lo largo de tanto tiempo.

3.5 Condiciones para el ciclo Dansgaard-Oeschger

Dado que las oscilaciones D-O, tal y como se han definido anteriormente, son una característica glacial, parece que están influidas por la temperatura global y, por tanto, por los cambios orbitales. Los eventos D-O tienen una frecuencia reducida en épocas cálidas de máxima oblicuidad a 90, 50 y 10 kyr BP y en épocas muy frías después de mínima oblicuidad a 65 y 20 kyr BP (Fig. 3.10). Al igual que en el ciclo glaciar (ver Cap. 2), el efecto de la oblicuidad se retrasa respecto al forzamiento unos seis milenios. Así pues, parece que los cambios bruscos D-O no pueden tener lugar cuando el mundo es cálido o muy frío (glaciar profundo).

Schulz et al. (1999) investigaron la distribución irregular de las oscilaciones D-O durante los últimos 100 kyr, y observaron una fuerte relación entre la señal D-O y las variaciones de la masa de hielo continental, tal y como se registra en las variaciones del nivel del mar. Los momentos de menor frecuencia de D-O coinciden con puntos de inflexión en la variación del nivel del mar, tanto en los máximos como en los mínimos. Y los eventos D-O tienden a no ocurrir cuando los niveles del mar están por encima de -35 m o por debajo de -100 m desde el nivel actual (Fig. 3.10d, e). Las condiciones óptimas para los eventos D-O deben haber sido aquellas entre 60-49 ka y entre 43-27 ka, es decir, niveles del mar entre -40 y -100 m, y obliquidad retardada fuera de máximos o mínimos. Se sugiere que el incumplimiento de estas condiciones óptimas podría ser la razón por la que la periodicidad del ciclo D-O se interrumpe entre 49-43 ka (Fig. 3.10a).

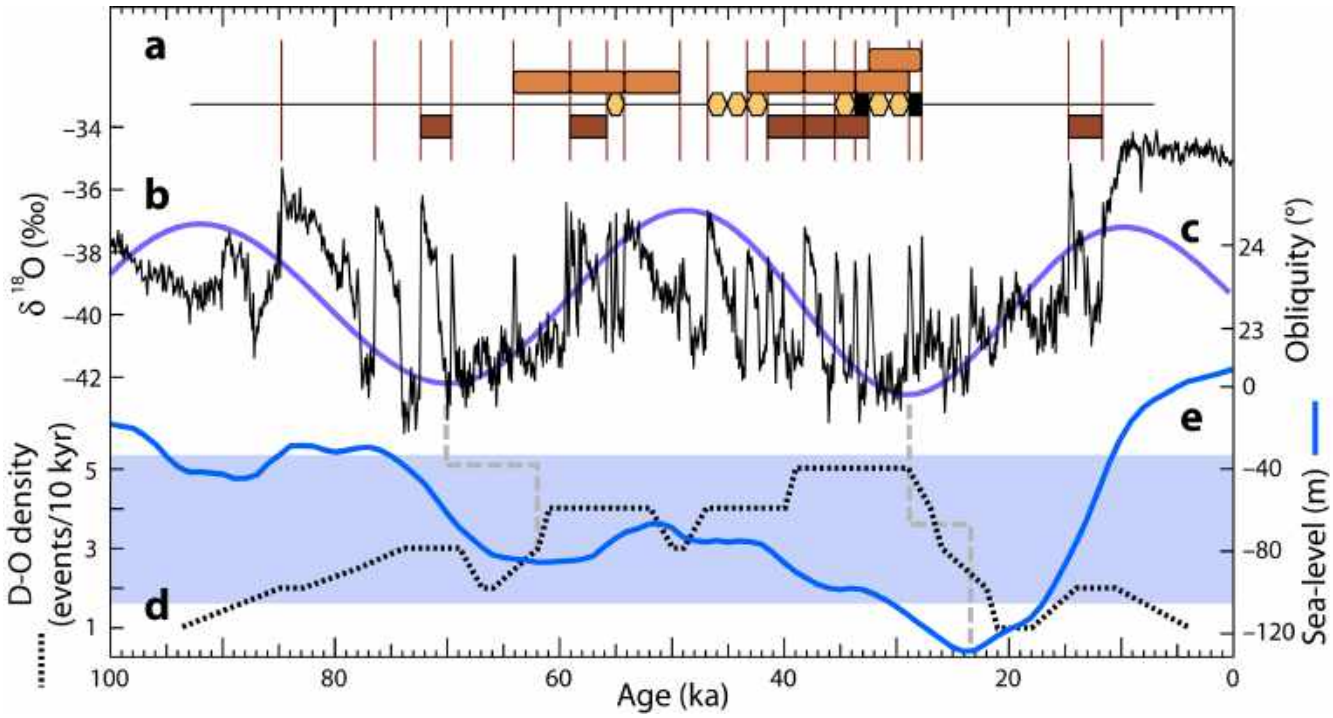


Fig. 3.10 Oscilaciones D-O y cambios en el nivel del mar
a) Diagrama que muestra la disposición de los eventos D-O según las periodicidades observadas: Intervalos de 4,8 kyr (rectángulos redondeados), intervalos de 3 kyr (rectángulos), intervalos de 1,8 kyr (hexágonos) e intervalos de 1,2 kyr (recuadros negros). **b)** GISP2 $\delta^{18}O$ Greenland temperature proxy on GICC05 timescale (línea delgada, escala izquierda; según Seierstad et al. 2014), promedio de 100 años. **c)** Oblicuidad axial de la Tierra (línea púrpura gruesa, escala derecha; según Laskar et al. 2004). **d)** Densidad de eventos D-O. Número suavizado de eventos D-O identificados cada 10 kyr (línea gruesa discontinua, escala izquierda). **e**) Nivel del mar medio en 3000 años en metros desde el nivel actual (línea gruesa azul, escala derecha; según Spratt & Lisiecki 2016). La línea gris discontinua indica el desfase del nivel del mar respecto a la oblicuidad. El área sombreada en azul indica el rango del nivel del mar cuando los eventos D-O se producen a intervalos regulares.

Las condiciones adecuadas para una oscilación D-O requieren la acumulación de extensas capas de hielo sobre los continentes septentrionales que provoquen un descenso del nivel del mar de al menos 35 m. Una vez que esto ocurra, el balancín bipolar debe ajustarse para calentar la Antártida y enfriar las regiones polares del Norte. Estas condiciones extenderán la capa de hielo marino sobre amplias regiones de los mares nórdicos y del Atlántico Norte y producirán un aumento de la descarga de icebergs. A continuación, habrá que acumular suficiente calor para liberarlo repentinamente cuando el siguiente tick del marcapasos desencadene un ciclo D-O. Siempre que se den esas condiciones podría desencadenarse una nueva oscilación D-O. El calentamiento a partir de los máximos de oblicuidad impedirá que se den esas condiciones, al igual que un enfriamiento profundo que reduzca el nivel del mar por debajo de -100 m, produciendo demasiado hielo.

3.6 El Bølling-Allerød y el Younger Dryas como parte del ciclo Dansgaard-Oeschger

Los acontecimientos abruptos de cambio climático que tuvieron lugar en la región del Atlántico Norte hace c. 14.700 y 11.700 años, iniciando el BA GI y el Holoceno respectivamente, han sido considerados acontecimientos D-O en el análisis anterior (Fig. 3.8 y tabla 3.1) porque no sólo muestran el perfil de temperatura, la magnitud y la firma de GEI correctos, sino que también están separados por el espaciado favorecido de 3.000 años. Sin embargo, el YD se ha considerado con frecuencia un acontecimiento único, más que parte de una serie de acontecimientos similares. Se han propuesto como causas específicas del YD una inundación de agua de deshielo glaciar en el Atlántico Norte (Broecker et al. 1989), o en el Ártico (Murton et al. 2010), una erupción volcánica (la erupción de Laacher-See; Baldini et al. 2018), o un impacto cósmico (Wolbach et al. 2018). Con menos frecuencia, el BA y el YD se consideran los últimos de la serie de eventos D-O (Broecker et al. 2010; Rial 2012). Nye & Condron (2021) utilizan un esquema de detección de valores atípicos de componentes principales y, tras tener en cuenta el calentamiento en la terminación glaciar, concluyen que el BA/YD no es estadísticamente diferente de los demás eventos D-O del registro de Groenlandia. Si el BA y el YD forman parte de la serie de sucesos D-O, como apoyan las pruebas, entonces los sucesos puntuales, como un impacto cósmico o una erupción volcánica, se convierten en una explicación poco probable para el YD. Lo que hace que la transición BA/YD sea diferente de otras transiciones estacionarias D-O es que tiene lugar durante la terminación de una glaciación, por lo que muchos investigadores la consideran una inversión del proceso de

deglaciación. Esto no se ve corroborado por el continuo aumento del nivel del mar a lo largo del YD y por los proxies de otras partes del mundo y otras latitudes que muestran un calentamiento ininterrumpido (Shakun et al. 2012). Esta singularidad también se ve cuestionada por la existencia de un posible evento análogo durante la Terminación Glacial III en 247 ka (Broecker et al. 2010).

El periodo YD puede considerarse un HE (H0; Fig. 3.3). Se caracterizó por el enfriamiento en el Hemisferio Norte. Los núcleos bentónicos muestran la deposición cronológicamente coherente de una capa de Heinrich formada por icebergs en el Atlántico Norte, rica en carbonato detrítico de la zona de Hudson (Andrews et al. 1995), vidrio basáltico y granos de hematites (Bond & Lotti 1995), como durante otros HEs. Y terminó bruscamente por el calentamiento repentino acompañado del aumento de metano característico de los eventos D-O, como todos los demás HEs. Otros factores podrían haber participado en el enfriamiento del YD, pero parece probable que se produjera una intensificación del vaivén bipolar con calentamiento Antártico/Océano Austral y enfriamiento Ártico/Atlántico Norte debido a un debilitamiento del AMOC, seguido de una intensificación del AMOC cuando el gradiente de temperatura latitudinal se hizo demasiado pronunciado, dando lugar a un intenso ciclo de extensión/colapso de la plataforma de hielo, muy parecido al de otros HEs (Hulbe et al. 2004). El calentamiento abrupto que puso fin al YD en los núcleos de hielo de Groenlandia fue de una magnitud comparable a la de otros eventos D-O. La transición GS 1-GI 0 (Holoceno) es indistinguible de la transición GS 13-GI 12 en 46,8 ka según varios criterios (Rasmussen et al. 2014), por lo que hemos datado el inicio del Holoceno según la cronología D-O. La principal diferencia es que tras el brusco calentamiento de D-O 0 no se produjo el posterior enfriamiento para volver a las condiciones glaciares, y las temperaturas interestadiales siguieron aumentando durante c. 4000 años a medida que se derretían las capas de hielo.

3.7 Teoría consensuada del ciclo Dansgaard-Oeschger y desafíos

La principal hipótesis del ciclo D-O fue establecida por Wallace Broecker et al. (1990), y es defendida por uno de los mayores expertos en cambios climáticos abruptos, Richard Alley (2007). Se conoce como la hipótesis del "oscilador salino", y se basa en los cambios oscilatorios del AMOC, en respuesta a los pulsos de agua dulce debidos al agua de deshielo (pulsos de agua de deshielo, MWP) que se almacenan y liberan periódicamente de las capas de hielo (Fig. 3.11).

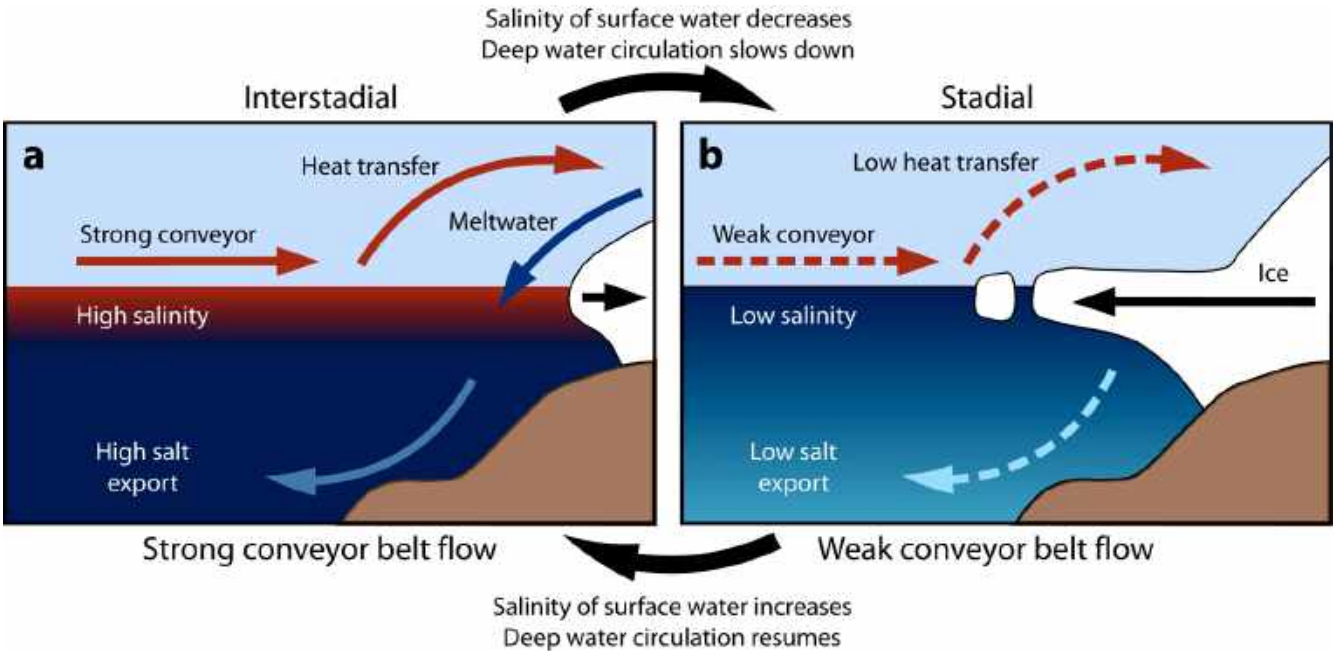


Fig. 3.11 La hipótesis del oscilador salino
a) Durante los interestadios cálidos, una fuerte AMOC transporta calor hacia el norte provocando el deshielo de las capas de hielo que rodean el Atlántico Norte, reduciendo gradualmente la salinidad del agua superficial hasta que deja de hundirse y cesa la formación de aguas profundas, deteniendo el NADW. Finalmente, la salinidad de la superficie se reduce lo suficiente como para debilitar el AMOC, lo que hace que el clima entre en un stadial frío. **b)** Durante los stadials, las condiciones más frías en el Atlántico Norte reducen la entrada de agua de deshielo de las capas de hielo, lo que permite un aumento de la salinidad de la superficie que finalmente hace que el agua se hunda reiniciando el NADW y haciendo que el AMOC se fortalezca, devolviendo el sistema climático a un interstadial. Según Ruddiman (2001)

Según esta hipótesis, la AMOC está controlada por las aguas cálidas de la superficie del mar de su componente Corriente del Atlántico Norte (NAC) que se vuelven más saladas a través de la evaporación que saca agua dulce de la cuenca atlántica,

y que además se vuelven más saladas y frías a través de la evaporación en las regiones subárticas hasta que se vuelven lo suficientemente densas como para hundirse y luego girar hacia el Sur para constituir el componente frío Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW). Según esta hipótesis, la intensidad del NADW determina el estado de la AMOC.

El NADW fluye hacia el sur a lo largo del fondo del océano Atlántico exportando con él el exceso de sal, lo que da lugar a una reducción gradual de la salinidad superficial del Atlántico Norte a lo largo del tiempo. Además, el calor tropical transferido al Atlántico Norte de alta latitud produce la fusión del hielo y MWPs que reducen aún más la salinidad del agua. La teoría afirma que si las aguas superficiales en los lugares de formación de las aguas profundas se vuelven demasiado dulces, entonces el AMOC se debilita o se apaga porque las aguas superficiales no son lo suficientemente densas como para hundirse. Una vez que el AMOC se debilita lo suficiente o incluso se detiene, la sal comienza a acumularse de nuevo en el Atlántico Norte debido a la ausencia de exportación de NADW. De acuerdo con esta teoría, las condiciones débiles de AMOC están asociadas con estadiales fríos (Fig. 3.12a).

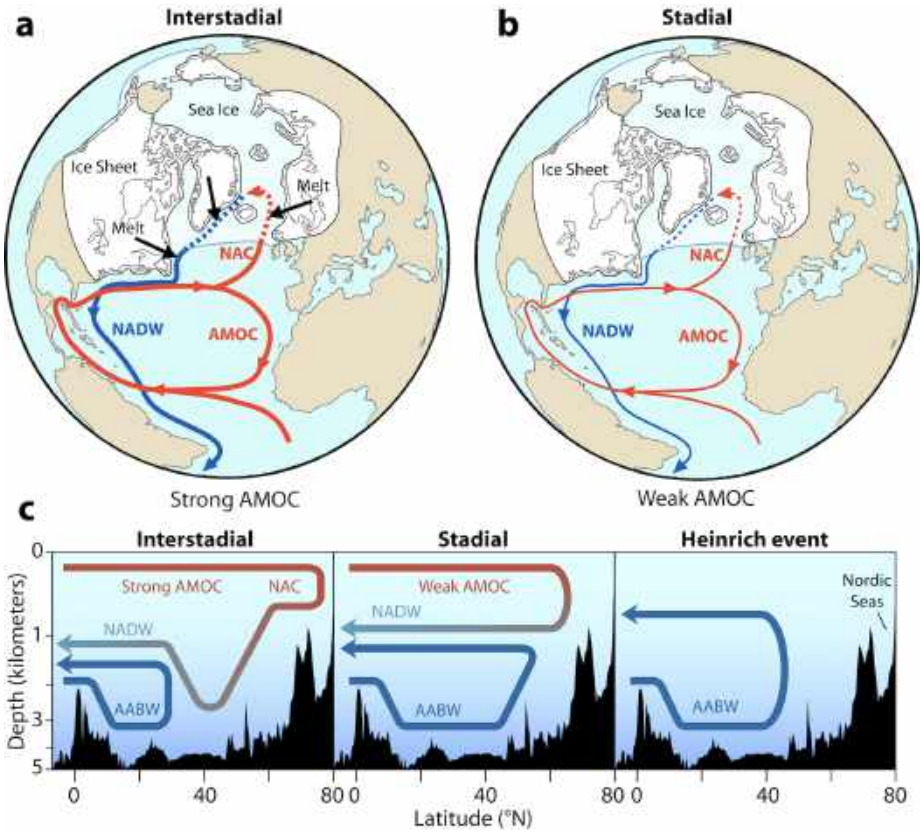


Fig. 3.12 Mecanismo de la hipótesis del oscilador salino
a) Durante los interestadios cálidos, cuando la AMOC es más fuerte, el aumento del transporte de calor oceánico hacia el norte da lugar a condiciones más cálidas en el Atlántico Norte, provocando que las capas de hielo alrededor del Atlántico Norte produzcan agua de deshielo, reduciendo gradualmente la salinidad del agua superficial. Finalmente, la salinidad superficial se reduce lo suficiente como para debilitar el AMOC, cambiando el clima a un stadial frío. **b)** Durante los stadials, las condiciones más frías en el Atlántico Norte reducen la entrada de agua de deshielo de las capas de hielo, permitiendo un aumento de la salinidad superficial que finalmente hace que el AMOC se fortalezca, devolviendo el sistema climático a un interstadial. Según Schmidt & Hertzberg (2011). **c)** Perfil atlántico desde 5° S hasta 80° N mostrando la cresta submarina entre Groenlandia y Escocia. Las condiciones interestadiales (izquierda) muestran una fuerte AMOC capaz de cruzar la cresta. Las condiciones estacionales muestran una AMOC debilitada que gira más al Sur (centro). Durante los eventos Heinrich, la AMOC colapsa (derecha; según Rahmstorf 2002). AMOC: Circulación Meridional del Atlántico. CNA: Corriente del Atlántico Norte. NADW: Aguas Profundas del Atlántico Norte. AABW: Agua de fondo del Antártico.

Como la sal sigue acumulándose en el Atlántico Norte durante los periodos de menor formación de NADW, con el tiempo las aguas superficiales de los lugares clave de formación de aguas profundas volverían a ser lo suficientemente saladas y densas como para hundirse, reiniciando así el AMOC y provocando un calentamiento brusco en el Atlántico Norte de latitudes altas, lo que desencadenaría la fase cálida de un ciclo D-O.

Varios estudios han sugerido que basta una pequeña reducción de la salinidad de la superficie del mar para alterar el ritmo de formación del NADW, hasta el punto de que algunos científicos, entre ellos los ya fallecidos Wallace Broecker y Richard Alley, llegaron a preocuparse por la posibilidad de que un aumento del ciclo hidrológico debido al actual calentamiento global redujera la salinidad del Atlántico Norte, provocando el apagón del AMOC y causando un enfriamiento brusco en un futuro próximo (Broecker 1999; Alley 2007). No tienen en cuenta que antes de la transición del Holoceno medio, alrededor del año

5000 a.C., la región del Atlántico norte era más cálida y generalmente más húmeda que en la actualidad, cuando el Sáhara era un entorno tipo sabana, con la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), un cinturón de lluvias diarias que llegaba hasta 30° N, y el AMOC no se apagaba.

Las pruebas no apoyan que el enfriamiento al principio de las estadiales esté causado por el deshielo y el aumento de los icebergs. Los estudios que utilizan el aumento de la abundancia de la forma de espiral izquierdo del foraminífero *N. pachyderma (s)*, amante del frío, para rastrear el desplazamiento hacia el sur del Frente Ártico muestran que el enfriamiento del Atlántico Norte al comienzo de las estadiales precedió en varios siglos a 2 kyr al aumento de detritus bentónicos en balsas asociado a una mayor actividad de los icebergs (Barker et al. 2015). Se ha descubierto que, a medida que la atmósfera se enfría y aumenta el hielo marino estacional al comienzo de una estadiación, las aguas superficiales e intermedias del Atlántico Norte comienzan a calentarse (Rasmussen et al. 2016), y se sugiere que el aumento del hielo junto con el calentamiento del agua es responsable del aumento de la actividad de los icebergs y de la deposición de IRD durante los HEs y GSs. La hipótesis del oscilador salino no tiene una explicación particular para las periodicidades en el ciclo D-O. El ritmo debe provenir de los retrasos intrínsecos en la salinidad y la acumulación y el agotamiento del agua de deshielo, así como del retraso en la respuesta de las corrientes oceánicas para que el ciclo siga su curso. En pocas palabras, el ritmo de un péndulo depende de su longitud, pero la variabilidad climática dista mucho de la regularidad de la física simple.

En los últimos años, esta visión consensuada de la formación del ciclo D-O a través de la oscilación salina ha sido atacada desde varios frentes. Mientras que varios estudios han cuestionado la ocurrencia de MWPs en los intervalos de tiempo esperados, otros indican que el AMOC es mucho más estable de lo que requiere la teoría e incluso MWPs extremos no serían capaces de desestabilizarlo de forma persistente. El trabajo de Rasmussen & Thomsen (2004), también confirmado por Dokken et al. (2013), y Ezat et al. (2014), y enmarcado teóricamente por Petersen et al. (2013), muestra que durante las estadiales el flujo de agua cálida hacia el Atlántico Norte y el Mar de Noruega no cesa. Por el contrario, durante las estadiales frías, las aguas cálidas entran en el Ártico por debajo del hielo marino a un nivel subsuperficial y, de este modo, en lugar de ceder el calor a la atmósfera, calientan las aguas subsuperficiales por debajo de una doble capa aislante de agua fría formada por agua dulce superficial y una haloclina fría y salina. Así, mientras la atmósfera se enfría y aumenta el hielo marino, el calor oceánico se acumula en el nivel subsuperficial. El calor así almacenado debe estar limitado por la geometría de la cuenca de los mares nórdicos. Una vez que la cantidad de agua caliente acumulada en el nivel subsuperficial de la cuenca alcanza un cierto punto, dado que la doble capa aislante le impide subir y que no se hundirá más allá de cierto punto debido a la presencia de agua del fondo más fría y densa, es probable que el agua caliente adicional desplace al agua que ya se encuentra en la cuenca sin aumentar el calor almacenado de esta forma. Esto respondería a una de las cuestiones pendientes en los eventos D-O. Independientemente del tiempo transcurrido desde el evento anterior, todos parecen liberar una cantidad similar de calor, lo que sugiere una restricción física.

3.8 Explicación mecanicista del ciclo Dansgaard-Oeschger

Después de que se resolviera el "Misterio de las Edades de Hielo" (Imbrie & Imbrie 1979), el descubrimiento de *"los cambios climáticos abruptos más dramáticos, frecuentes y de mayor alcance del registro geológico"* (Dokken et al. 2013) se convirtió en el misterio más tentador y grande de la paleoclimatología. La hipótesis principal del oscilador salino de Broecker presente en los libros de texto (Fig. 3.11; Ruddiman 2001), se basa en la sorprendente idea de que la formación de aguas profundas impulsa la fuerza de las corrientes superficiales, cuando se sabe desde la antigüedad que las corrientes superficiales son impulsadas por los vientos de la troposfera inferior (Wunsch 2010).

Podemos iniciar el ciclo al principio del stadial, que parece ser el punto en el que la superficie marina del Atlántico Norte es más fría (Fig. 3.13a; Rasmussen et al. 2016). Mientras el hielo marino del norte se expande, el calentamiento de la Antártida y del océano Antártico comienza a activar el balancín bipolar, haciendo que el AMOC traiga cantidades crecientes de agua cálida que inician el calentamiento de las aguas superficiales e intermedias del Atlántico Norte. El calentamiento del agua activa el desprendimiento de icebergs, aumentando la deposición de IRD (Fig. 3.13b). El calentamiento oceánico durante el stadial contrasta con las frías condiciones atmosféricas en Groenlandia, lo que indica un intercambio de humedad limitado. Una posible explicación la proporcionan los registros que indican un calentamiento generalizado de las aguas intermedias a través del Atlántico Norte y los mares nórdicos, pero un calentamiento restringido de las aguas superficiales y subsuperficiales (Rasmussen et al. 2016). Las aguas marinas abiertas con baja contribución de icebergs muestran un calentamiento gradual durante las estadiales, mientras que los mares nórdicos, la dorsal Groenlandia-Escocia, las zonas costeras y el cinturón IRD, mantienen una estratificación cuasi estable con una masa de agua subsuperficial cálida superpuesta por una fina doble capa aislante fría formada por agua dulce fría procedente del deshielo y una haloclina fría (Dokken et al. 2013; Rasmussen et al. 2016). Esta estratificación cuasi estable impide el calentamiento de latitudes más altas porque en lugar de expulsar el calor a la atmósfera se sumerge bajo el hielo marino donde queda estratificado y aislado por la haloclina (Fig. 3.13b). Durante las estadiales de Heinrich, las plataformas de hielo inusualmente grandes prolongan las condiciones estadiales, proporcionando una mayor fuente de icebergs y agua de deshielo para mantener la estratificación cuasi-estable, y su ruptura proporciona las enormes cantidades de icebergs que contribuyen a las capas pesadas de IRD identificadas por Hartmut Heinrich (Fig. 3.13d; Heinrich 1988). La dinámica de las plataformas de hielo ha sido implicada en varias hipótesis que explican los HEs (Hemming

2004). Hacia el final de un GS la disminución del IRD indica un menor aporte de agua de deshielo que conduce a un aumento de la inestabilidad de la estratificación cuasi-estable mantenida en zonas costeras y poco profundas como la dorsal Groenlandia-Escocia y los mares nórdicos.

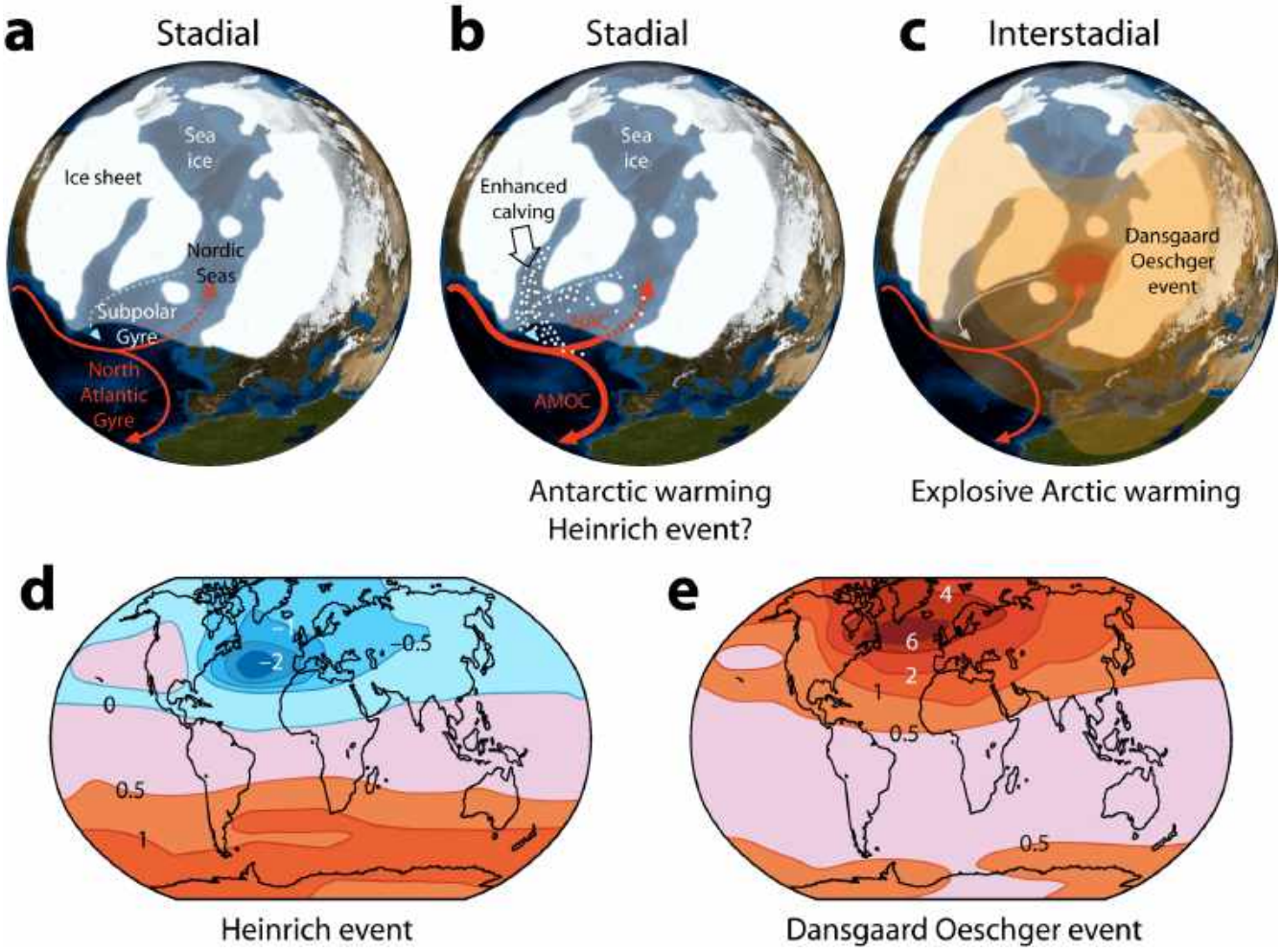


Fig. 3.13 Mecanismo del ciclo D-O
a) Al principio de un stadial el Ártico está muy frío, el hielo marino ha crecido al máximo y la fuerza del AMOC (flecha roja) es reducida. La Corriente del Atlántico Norte (CNA) penetra en los mares nórdicos por debajo del hielo marino (flecha roja punteada), regresando en forma de agua fría (flecha azul punteada). **b)** Al final del estacional, mientras Groenlandia sigue fría, el océano Atlántico Norte se ha calentado debido al aumento de la Corriente cálida del Atlántico Norte, produciendo un aumento de la descarga de icebergs (puntos blancos) que transportan restos de hielo (IRD). En los mares nórdicos, el agua caliente se hunde bajo el hielo impidiendo el calentamiento de la superficie a pesar del aumento del transporte de calor. En determinados momentos estas condiciones se intensifican produciéndose un evento Heinrich. **c)** Se produce abruptamente un interestadial cuando de forma explosiva el agua cálida subsuperficial acumulada asciende y funde el hielo marino, transfiriendo calor a la atmósfera. **d)** Condiciones modelizadas durante un evento Heinrich, que supone un mayor enfriamiento en el Atlántico Norte. **e)** Condiciones modelizadas durante un calentamiento abrupto D-O. Según Ganopolski & Rahmstorf (2001).

Después de varios siglos a unos pocos milenios, la estratificación cuasi-estable, debilitada por el reducido aporte de agua de deshielo, se rompe, y las aguas cálidas subsuperficiales en altas latitudes septentrionales suben a la superficie y calientan bruscamente la atmósfera (Fig. 3.13c, e), iniciando un IG. Este calentamiento altera el gradiente de temperatura latitudinal e invierte el vaivén bipolar, de modo que la región antártica comienza a enfriarse al cabo de unos 200 años. A medida que las aguas cálidas se enfrían, se hunden y forman el NADW, por lo que las latitudes septentrionales más altas también comienzan a enfriarse. Una vez que el hielo marino vuelve a crecer y se forma la haloclina, aísla de nuevo las aguas cálidas de la atmósfera y la temperatura desciende, poniendo fin al interestadial. El profundo enfriamiento de la nueva estación invierte de nuevo el balancín bipolar, reiniciando el ciclo. La duración de un IG viene determinada por el calentamiento previo en la Antártida. Después de los Máximos Isotópicos Antárticos (AIM, Fig. 3.3c), cuando la cantidad de calentamiento en la Antártida es sustancial, los GI relacionados con D-O duran mucho más, indicando que el calor para mantenerlos es proporcionado por el vaivén bipolar del Océano Austral.

Los sedimentos del mar de Noruega que han conservado la estratificación de la temperatura del mar demuestran que los cambios en la temperatura y la estratificación del mar preceden a los cambios atmosféricos abruptos (Dokken et al. 2013). Durante la fase estadiada, los foraminíferos planctónicos registran principalmente la temperatura del agua fría dentro, o justo por debajo, de la haloclina. A medida que avanza la fase estadiada, los foraminíferos planctónicos muestran un aumento de la temperatura (Fig. 3.14b) consistente con la llegada continua de agua atlántica relativamente cálida y salada por debajo de la haloclina. Sin posibilidad de expulsar calor a la atmósfera debido a la cubierta de hielo marino, la disminución de la densidad de las aguas subsuperficiales debilita la estratificación que permite la existencia de la haloclina y la cubierta de hielo marino. La termodinámica del sistema favorece una transición brusca si la estratificación es perturbada más allá de un cierto punto de inflexión. La inestabilidad de la estratificación de temperatura inversa aumenta a medida que disminuye la entrada de agua de deshielo hacia el final del estadiómetro. La transición a un IG cálido se produce cuando la estratificación colapsa, momento en el que el calor de la capa subsuperficial se mezcla rápidamente hacia la superficie, fundiendo la cubierta de hielo marino (Fig. 3.15). Esta mezcla repentina se observa en el registro de los foraminíferos planctónicos como un calentamiento abrupto de la temperatura del mar que precede al calentamiento atmosférico (Fig. 3.14b).

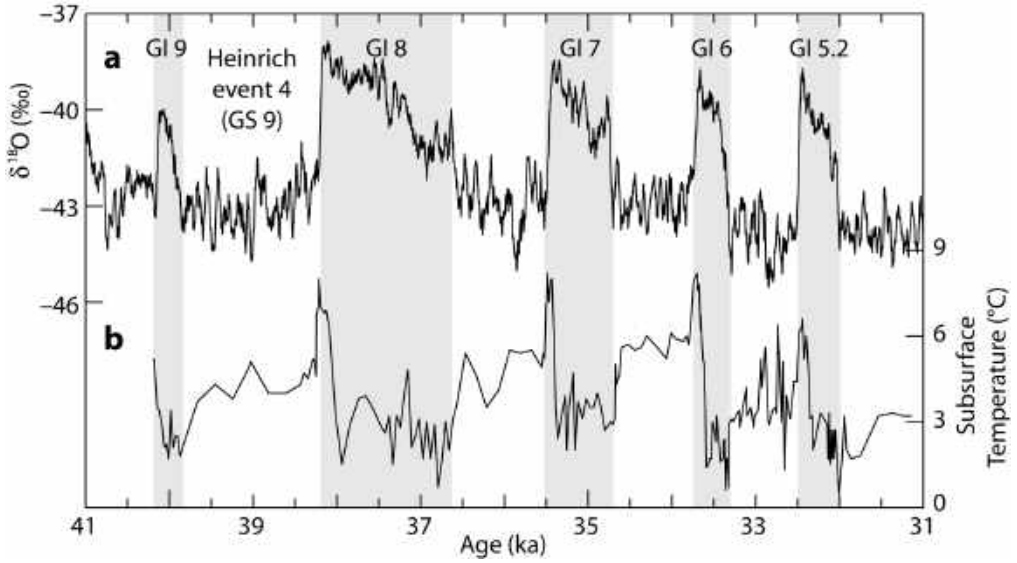


Fig. 3.14 Cambios abruptos de la temperatura subsuperficial en el Mar de Noruega
a) Proxy NGRIP $\delta^{18}O$ para la temperatura de Groenlandia en la escala temporal GICC05 (según Seierstad et al. 2014), para el periodo de 41 a 31 ka. Se indican los interestadiales de Groenlandia (GI, sombreados) correspondientes a los eventos D-O y el estadial 9 de Groenlandia (GS-9) correspondiente al evento 4 de Heinrich. **b)** Reconstrucción de la temperatura subsuperficial del núcleo bentónico MD992284 del Mar de Noruega por debajo de la haloclina basada en conjuntos de foraminíferos planctónicos. Según Dokken et al. (2013).

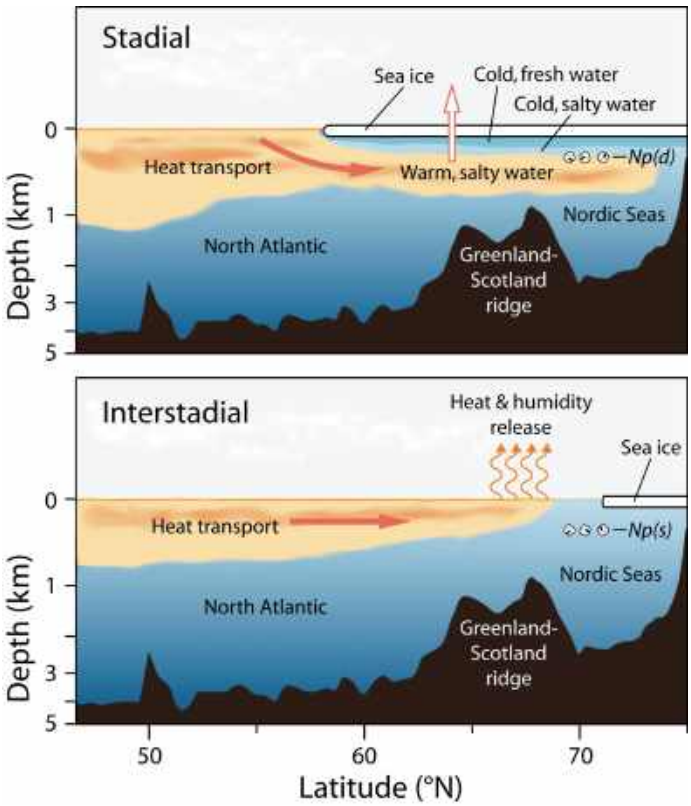


Fig. 3.15 Modelo de reorganización vertical del Atlántico Norte-Mares Nórdicos
Representación esquemática que muestra las condiciones en el Atlántico Norte y los mares nórdicos durante los típicos (arriba) periodos estadiales fríos y (abajo) periodos interestadiales cálidos del ciclo D-O. Durante los periodos estacionales, el agua cálida del Atlántico norte se estratifica bajo capas aislantes de hielo marino, agua dulce fría y agua fría más salada (arriba). A pesar de la atmósfera y de la temperatura fría de la superficie, los foraminíferos reflejan el calentamiento subsuperficial, como indica la presencia *de Neogloboquadrina pachyderma* (*Np(d)*), una especie dextral (de espiral derecha) amante del calor. En los periodos interestadiales la estratificación se colapsa y el agua cálida del Atlántico alcanza la superficie tras fundir el hielo, calentando la atmósfera. Los foraminíferos reflejan un enfriamiento subsuperficial abrupto a medida que el conjunto pasa a estar dominado *por N. pachyderma* (*Np(s)*). El brusco enfriamiento subsuperficial en los mares nórdicos coincide con el calentamiento atmosférico en Groenlandia. Según Rasmussen & Thomsen (2004), y Dokken et al. (2013).

La abundancia de biomarcadores del hielo marino en un núcleo de alta resolución de los mares nórdicos apoya que el colapso de la estratificación está precedido por varios siglos de disminución de la cubierta de hielo marino (Sadatzki et al. 2019). El calentamiento abrupto D-O parece estar provocado por una reducción en la relación entre la entrada de agua dulce de deshielo fría y la advección de la Corriente Atlántica salina cálida que aumentaría la inestabilidad de la estratificación vertical inversa, manifestada como una reducción del hielo marino necesario para su mantenimiento. La creciente inestabilidad de la estratificación marina hacia el final del stadial se manifiesta en crecientes fluctuaciones de temperatura que actúan como señales de alerta temprana (Rypdal 2016). Solo en este estado inestable alcanzado hacia el final de la SG respondería el sistema Atlántico Norte-Mares Nórdicos a la siguiente activación del marcapasos D-O. Curiosamente, Sadatzki et al. (2019) detectan un aumento abrupto en el hielo marino de los mares nórdicos a los 1-4 siglos del IG que coincide con el momento en que los eventos D-O terminan su fase de enfriamiento lento común y entran en su fase de enfriamiento terminal altamente variable (Fig. 3.4). Este pico de hielo marino sugiere que ambas fases de enfriamiento están impulsadas por calor de distinto origen, el primero probablemente por la disminución del calor subsuperficial acumulado que una vez agotado provoca el pico de hielo marino, y el segundo por el calor proporcionado por el AMOC que depende de la magnitud del calentamiento antártico previo.

Se ha dedicado mucha menos atención al estudio de las transiciones GI/GS, con la notable excepción de la transición BA/YD en c. 12.900 BP. A diferencia de las muy homogéneas transiciones GS/GI (Fig. 3.4), las transiciones GI/GS son muy heterogéneas. Algunas de las transiciones son muy abruptas (GI/GS 4, 6, 7), abarcando sólo unas pocas décadas, mientras que otras son muy graduales, extendiéndose a lo largo de varios siglos (GI/GS 8, 10, 11, 12). La transición BA/YD es intermedia y dura alrededor de un siglo (Rasmussen et al. 2014). Esta heterogeneidad sumada a la inestabilidad intrínseca de los GIs, que requieren un suministro continuo de calor exógeno para mantenerse durante un periodo glaciar, cuestionan la necesidad de un evento para explicar las transiciones GI/GS frente a un deterioro de las condiciones que hacen posible un GI hasta alcanzar un punto de inflexión. Los HE, que se caracterizan por un calentamiento antártico mucho mayor, van seguidos de GI más

prolongados, lo que indica que el aumento del aporte de calor al Atlántico Norte por el balancín bipolar estabiliza los GI. Esto es sorprendente porque la hipótesis principal de las transiciones IG/GS es que un aumento de la entrada de agua de deshielo en el Ártico/Atlántico Norte reduce la formación de aguas profundas, lo que provoca una ralentización del AMOC y una reducción del suministro de calor, aunque la producción de agua de deshielo es el resultado de las condiciones IG. Los estadiales se desestabilizan por una producción insuficiente de agua dulce de deshielo y se estabilizan por condiciones muy frías (la AMOC se reduce fuertemente durante los HE), mientras que los interestadiales se desestabilizan por un aumento de la producción de agua de deshielo y se estabilizan por condiciones cálidas (aumento de la AMOC después de los HE). El equilibrio entre la producción de agua de deshielo y la fuerza del AMOC parece determinar la estabilidad de los estadiales e interestadiales produciendo las condiciones para una transición GS/GI abrupta y para una transición GI/GS que puede ser gradual o abrupta si una inundación catastrófica en el momento y lugar adecuados precipita la transición. Según este paradigma, la dinámica del hielo marino, sensible al agua dulce y capaz de dar fuertes respuestas de retroalimentación, proporciona el forzamiento climático que impulsa las transiciones (Petersen et al. 2013).

3.9 Los ciclos de las mareas como explicación del mecanismo desencadenante de Dansgaard-Oeschger

Los eventos D-O están espaciados en intervalos de 1 a 3 kyr en el periodo en el que muestran una mayor frecuencia (44-32 ka, Fig. 3.9). Las explicaciones propuestas para su desencadenamiento se dividen en dos clases: variabilidad interna debida a oscilaciones en la circulación oceánica o en la dinámica de las plataformas de hielo, y forzamientos externos, como variaciones en el Sol. Pero cada explicación tiene sus defectos. Las hipótesis de variabilidad interna tienen un problema para explicar cómo puede alcanzarse la doble periodicidad precisa observada (3,0 y 4,8 kyr; Fig. 3.9) dada la gran variabilidad intrínseca de los fenómenos implicados y dada la variabilidad en la duración de los GIs y GSs. Se desconocen los ciclos solares de las periodicidades requeridas. Más prometedor como candidato para marcar el ritmo es el ciclo lunar de c. 1800 años. Como se ha mostrado anteriormente (Figs. 3.8 y 3.9), 1.8 kyr es la relación común entre las repeticiones triples observadas de las periodicidades 4.8 y 3.0, la diferencia entre 4.8 y 3.0, la diferencia entre 3.0 y 1.2, y la mitad del espaciado dos veces observado de 3.6, además de aparecer también dos veces como espaciado entre eventos D-O.

Hay muy pocos científicos que defiendan un origen mareal para el espaciado de los ciclos D-O, y curiosamente, Charles Keeling, el padre de las mediciones globales de CO2 desde 1956 en Mauna Loa, dedicó sus últimos años a encontrar un origen mareal a los cambios de temperatura (Keeling & Whorf 1997; 2000). Sin embargo, por muy descabellada que suene inicialmente la hipótesis de las mareas, es la única capaz de explicar algunas características mecanicistas del ciclo D-O respaldadas por pruebas. Como con cualquier hipótesis, hay que analizar si tiene los medios y la oportunidad. ¿Son capaces las mareas de producir el efecto requerido? Las mareas regulares ya tienen un fuerte efecto sobre la mezcla vertical del agua oceánica. El efecto de mezcla vertical de las mareas se calcula anualmente en 4 teravatios, frente a los 2 teravatios del viento (Keeling & Whorf 1997). Dado que las aguas oceánicas están estratificadas por la temperatura, la mezcla vertical es uno de los principales factores de los cambios de temperatura del océano. Además, las mareas también tienen lugar por debajo del hielo marino, donde son el único factor que afecta a la mezcla vertical.

Las mareas también aumentan su potencia de forma no lineal según ciclos, el principal de los cuales es el ciclo nodal de 18,6 años. Dado que la órbita de la Luna tiene una inclinación de c. 5° con respecto a la órbita de la Tierra, los nodos son los puntos en los que la Luna cruza el plano de la eclíptica, y la línea que une ambos nodos produce una rotación completa cada 18,6 años. Esto produce ciclos de alineación con diferentes periodicidades, que ocurren cuando la Tierra está en perigeo, y la Luna está en apogeo o perigeo en el momento de estar en uno de los nodos donde la órbita lunar cruza la eclíptica, y estando la Tierra la Luna y el Sol en sicigia. Aún más importante que estos ciclos de alineación, la fuerza de las mareas varía con los latidos armónicos de las frecuencias de las mareas en ciclos más largos. Estos ciclos actúan a escala centenaria y, a diferencia de los ciclos de alineación, producen mareas muy altas durante un periodo de meses o años. Se han asociado con periodos fríos de épocas históricas (Keeling & Whorf 1997; Fig. 3.16).

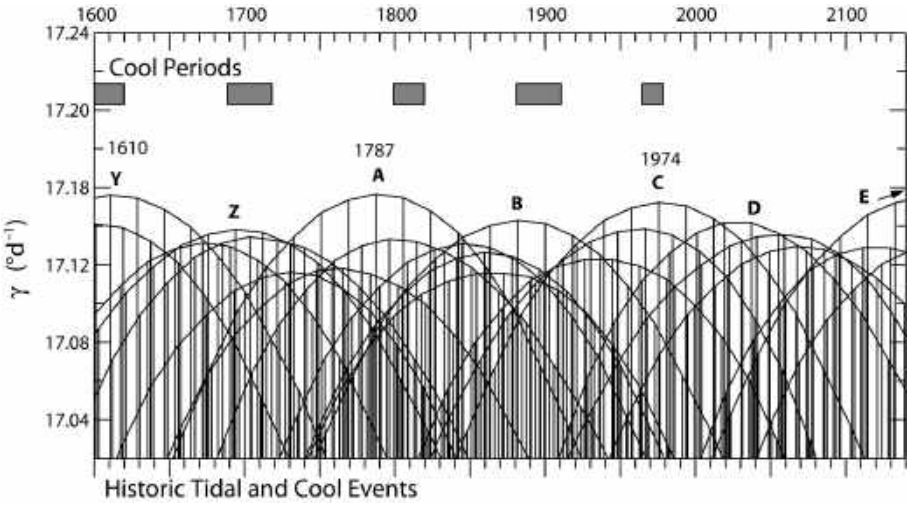


Fig. 3.16 Cronología de las mareas lunisolares a partir de 1600 d.C.
Cada evento, mostrado por una línea vertical, da una medida del forzamiento en términos de la velocidad angular de la luna, en grados de arco por día, en el momento del evento. Los arcos conectan los eventos de cada secuencia de marea prominente de 18,03 años. También se representan las épocas de los episodios fríos observados en los datos climáticos. Los máximos centenarios están marcados con letras. Los eventos climáticos (recuadros) de las secuencias de mareas dominantes (letras) se sitúan a intervalos de unos 90 años. Según Keeling y Whorf (1997).

La secuencia de mareas dominante más fuerte de los últimos 200 años tuvo lugar el 8 de enero de 1974 (Fig. 3.16). Por lo tanto, podemos comprobar si ocurrió algo inusual con las mareas en esa fecha. Según los registros históricos, en enero de 1974 se produjeron mareas inusualmente altas en las costas occidentales de Estados Unidos y Europa. En Europa occidental, las mareas unidas a las tormentas provocaron graves inundaciones en Irlanda, donde la gravedad de los daños de las inundaciones del 11 y 12 de enero fue superior a la del anterior huracán "Debbie", causando el peor desastre de la historia a la Junta de Suministro Eléctrico de Irlanda (Keane & Sheahan 1974). En Estados Unidos, Fergus Wood, investigador de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica, advirtió públicamente el 26 de diciembre de 1973 de la proximidad de la alineación perigeo-sicigia del 8 de enero de 1974, y se evitaron daños costeros con sacos de arena, rellenos y otras medidas de precaución. Los Angeles Times informó el mié. 9 de enero de 1974 (CC Ed. Parte I, Página 1, Cols. 2, 3) *"Olas gigantes golpean la costa del sur, socavan las casas de la playa. Sandbag barriers erected to ward off tidal assault"*. (Wood 1978). La siguiente alineación, el 9 de febrero, también provocó una marejada en la costa sur de Inglaterra. En Fort Denison, Sidney Harbour, Australia, el análisis de los niveles de agua desde 1914 hasta 2009 muestra que la mayor anomalía de marea se registró el 26 de mayo de 1974, durante el evento de tormenta oceánica más importante del registro histórico. A lo largo de este periodo, el 96,8% de las anomalías medidas se sitúan entre -10 cm y +20 cm. La anomalía de 1974 midió 59 cm (Watson & Frazer 2009). Las mareas oceánicas bajo la plataforma de hielo de Ross en la Antártida fueron medidas entre diciembre de 1973 y febrero de 1974 por Robinson et al. (1974), donde detectaron mareas de unos 2 metros en ese momento bajo la plataforma de hielo mediante gravimetría.

Por lo tanto, está claro que se producen mareas inusualmente fuertes con periodicidades centenarias capaces de ejercer una potente mezcla vertical incluso por debajo del hielo marino, proporcionando así un mecanismo para desencadenar un calentamiento interstadial abrupto D-O. Otto Petterssen ya demostró en 1914 que las mareas favorecen el desprendimiento de icebergs, pero las mareas también son sensibles al nivel del mar, por lo que algunos investigadores están demostrando, mediante modelos que reproducen las mareas actuales, que con condiciones glaciares de bajo nivel del mar se producirían mareas mucho mayores en determinadas zonas del mundo (Arbic et al. 2004; Griffiths & Peltier 2008). Estas zonas se localizan principalmente en la región del Atlántico Norte (Fig. 3.17), por lo que los autores proponen un origen mareal para los HEs. Como las mareas se propagan, estas megamareas del periodo glaciar habrían afectado a la zona del Atlántico Norte-Mares Nórdicos donde se produjo el calentamiento brusco de los ciclos D-O.

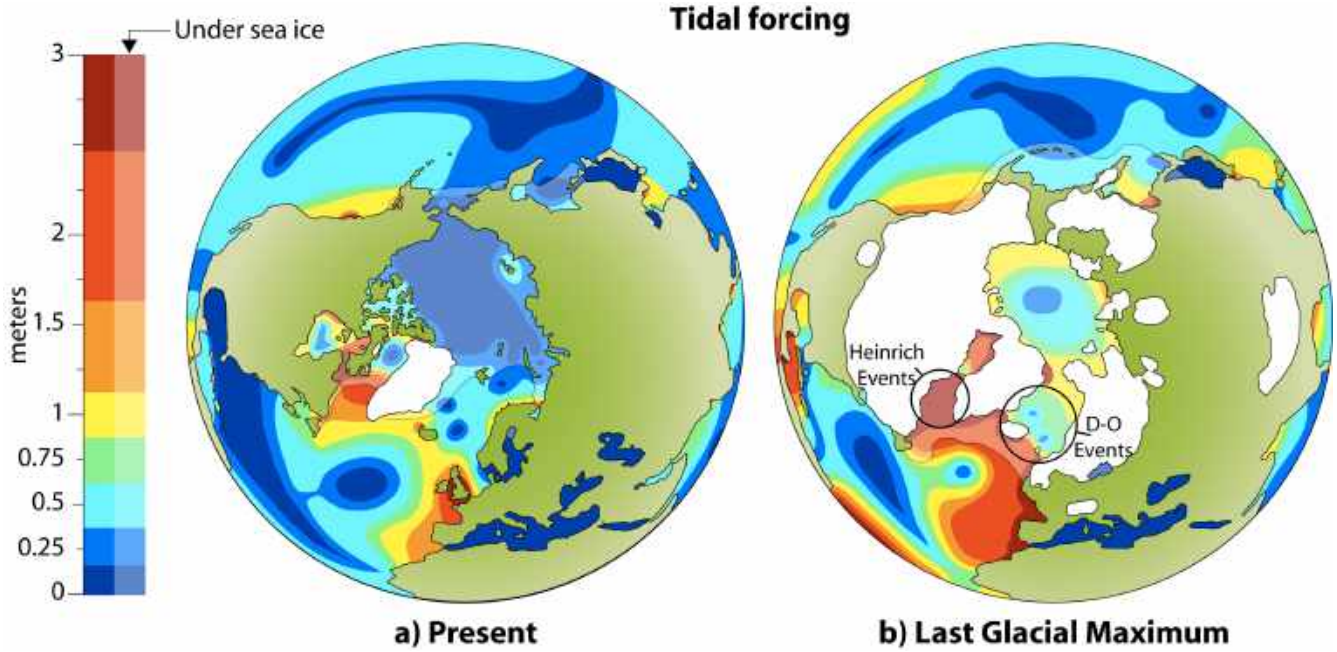


Fig. 3.17 Amplitud de las mareas de la Edad de Hielo
Amplitud de marea (m) de la principal marea semidiurna lunar M2 en **(a)** la actualidad y **(b)** 23 kyr BP en un modelo hidrodinámico acoplado a una predicción gravitacionalmente autoconsistente (por tanto geográficamente variable) del cambio del nivel del mar. Entre las zonas con mareas más fuertes se encuentran las que producen descargas de icebergs durante los eventos Heinrich, y la zona de los mares nórdicos donde se origina el calentamiento abrupto D-O (círculos negros). Según Griffiths & Peltier (2008).

Hemos visto que los ciclos de mareas lunisolares han tenido la capacidad de haber producido megamareas durante el periodo glaciar, lo suficientemente fuertes como para producir una intensa mezcla vertical del agua y, por tanto, capaces de explicar el desencadenamiento de los ciclos D-O. La hipótesis de las mareas es muy coherente con los requisitos conocidos para los ciclos D-O: condiciones frías que favorecen una extensa cubierta de hielo marino, estratificación de la temperatura del agua con un diferencial suficiente, niveles del mar lo suficientemente bajos como para que se produzcan enormes mareas, pero no demasiado bajos, ya que la cubierta de hielo puede ser demasiado gruesa y estable para que el efecto de las mareas no sea lo suficientemente fuerte.

La hipótesis de las mareas parece tener los medios, ¿tiene la oportunidad? Los ciclos lunares presentan un alto grado de variabilidad intrínseca que, junto con las condiciones geográficas variables, dan lugar a patrones de mareas locales muy complicados. Pero el forzamiento de las mareas muestra simultáneamente dos periodicidades largas principales. Una es el ciclo de unos 1.800 años resultante de los desajustes entre las periodicidades sicigia y nodal, modulado por desajustes de unos 4,7 kyr entre las periodicidades sicigia y perihelio. La otra es la periodicidad de c. 366 años resultante de la proximidad entre las periodicidades nodales y precesionales lunares, modulada por el ciclo de 1800 años que podría dar lugar a periodicidades de c. 1,5 y 3,0 kyr. Esta periodicidad ya fue propuesta por Berger et al. (2002) como responsable del ciclo D-O. Ellos sugirieron que las restricciones estacionales podrían explicar por qué el latido armónico de 366 años se manifiesta como una periodicidad de c. 1500 años en los eventos D-O.

Otra prueba de que los ciclos de mareas lunisolares son responsables de desencadenar las transiciones abruptas D-O GS/GI proviene de la creciente inestabilidad hacia el final de los stadials manifestada en las fluctuaciones de temperatura detectadas como señales de alerta temprana de una transición abrupta que se aproxima (Rypdal 2016). La desviación estándar de estas fluctuaciones de temperatura, una indicación de su intensidad, aumenta y disminuye con el tiempo presentando los periodos básicos de 366 y 1800 años que constituyen la base de las periodicidades de 3,0 y 4,8 años mostradas por los eventos D-O (Fig. 3.18). Como cabría esperar si la hipótesis de las mareas lunisolares es correcta, los momentos en los que las mareas son más fuertes siguiendo los ciclos lunares de 366 y 1800 años deberían proporcionar puntos temporales en los que el stadial se vuelve significativamente más inestable, manifestándose en mayores fluctuaciones de temperatura y eventualmente en una abrupta transición GS/GI.

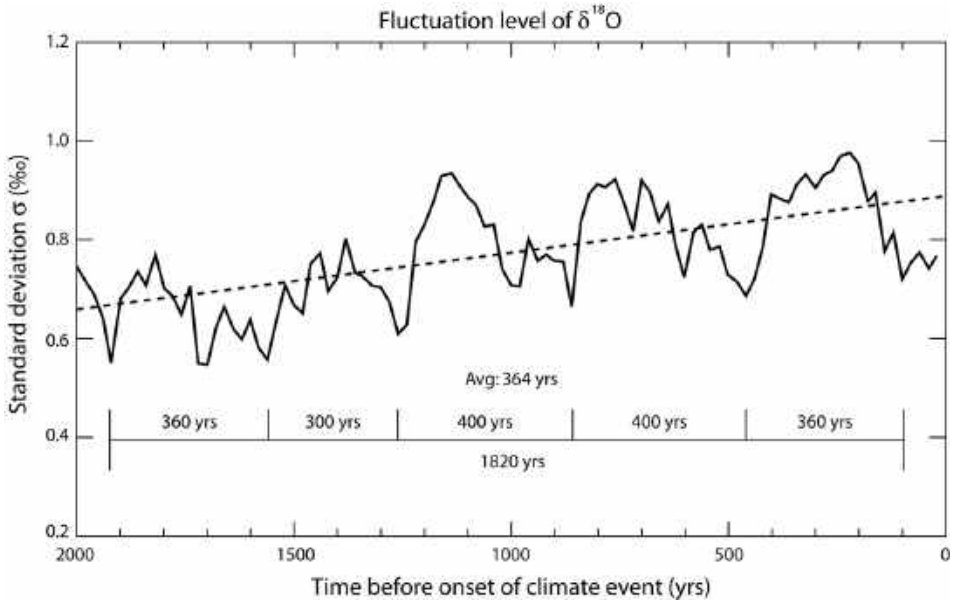


Fig. 3.18 Las fluctuaciones en la señal de temperatura durante los stadials muestran frecuencias lunisolares
A las series temporales de $\delta^{18}O$ del NGRIP de 18 estadiales filtradas mediante la sustracción de una media móvil de 100 años se les calculó su desviación estándar en ventanas corridas de 100 años. Estas desviaciones estándar del conjunto se promedian en puntos temporales que preceden al inicio de un periodo interestadial produciendo una estimación del nivel de fluctuación en la señal $\delta^{18}O$ en función del tiempo. La línea de puntos es un ajuste lineal que muestra un aumento de las fluctuaciones térmicas a medida que el periodo interestadial se acerca a su fin. Curiosamente, estas señales de alerta temprana de la terminación de la estadiación de Groenlandia fluctúan en las periodicidades lunisolares de 366 y 1800 años. Según Rypdal (2016).

Un ciclo de marea lunisolar de escala milenaria es, por tanto, una hipótesis prometedora, a pesar de la falta de pruebas claras, para el ritmo del calentamiento abrupto de los ciclos D-O. Durante el Holoceno el ciclo D-O desaparece, ya que se basa en niveles del mar suficientemente bajos, hielo marino extenso y aguas con estratificación térmica inversa, con la posible participación de mareas glaciares potenciadas. Sin embargo, los ciclos de mareas siguen ejerciendo un efecto climático durante el Holoceno, y una señal oceánica y atmosférica de unos 1500 años resuena sobre el clima del Holoceno tardío (Neoglaciar). La periodicidad climática de 1500 años durante el Holoceno se revisa en el capítulo 7. Las características generales de esta señal también concuerdan con lo que cabría esperar de un ciclo lunisolar de mareas durante un interglaciar cálido: aumento de las tormentas y disminución de la temperatura de la superficie del mar.

3.10 Conclusiones

3a. Entre hace 85 y 12 mil años los registros de temperatura proxy de Groenlandia muestran 20 eventos climáticos abruptos e intensos conocidos como eventos de Dansgaard-Oeschger que constituyen un pseudociclo irregularmente acompasado según una periodicidad doble de 3,0 y 4,8 kyr.

3b. Cada oscilación D-O va precedida de un enfriamiento del Atlántico Norte y de descargas de icebergs que, cuando son intensas y prolongadas, constituyen un acontecimiento Heinrich.

3c. Las oscilaciones D-O presentan un cambio asimétrico de la temperatura con un calentamiento de 8-10 °C en algunas décadas seguido de un enfriamiento por etapas desde algunos siglos hasta algunos milenios.

3d. Antes del calentamiento brusco de Groenlandia, la temperatura aumenta en la Antártida hasta unos 220 años después del inicio del calentamiento de Groenlandia.

3e. El calentamiento abrupto del Hemisferio Norte aumenta los niveles globales de metano de los humedales boreales debido al aumento de la temperatura y las precipitaciones.

3f. El CO2 no desempeña ningún papel durante los ciclos D-O, y sus niveles no son ni causa ni consecuencia de los cambios climáticos más frecuentes y abruptos del pasado. El aumento de los niveles de CO2 durante los eventos Heinrich no altera significativamente el ritmo o la magnitud del calentamiento durante la posterior oscilación D-O.

3g. Los ciclos D-O requieren niveles del mar entre 35 y 100 m por debajo del actual, y parecen estar inhibidos por la oblicuidad máxima.

3h. La principal "hipótesis del oscilador salino", no tiene explicación para el espaciado D-O y se basa en pulsos de agua de deshielo no probados y en un cierre contrario a la evidencia de la Circulación Meridional de Vuelco del Atlántico.

3i. La hipótesis D-O de Challenger propone la estratificación de aguas subsuperficiales cálidas por debajo de la haloclina y el hielo marino en el Atlántico Norte y el Mar de Noruega, produciéndose el calentamiento abrupto debido al colapso de esta estratificación.

3j. Las periodicidades de las mareas lunisolares basadas en el ciclo lunar de 1800 años proporcionan una hipótesis prometedora para el ritmo de las oscilaciones D-O y el mecanismo desencadenante.

4. VARIABILIDAD CLIMÁTICA HOLOCENA

"Extendido hacia el futuro, el patrón de cambio climático del Holoceno implica que la Pequeña Edad de Hielo, si no ha terminado ya, será sucedida por un régimen climático similar al del Imperio Romano y la Edad Media. Esto sugiere que las predicciones de una inminente nueva edad de hielo pueden ser prematuras".
George H. Denton y Wibjörn Karlén (1973)

4.1 Introducción

Los botánicos que estudiaron la estratigrafía de la turba a finales del siglo XIX y principios del XXfueron de los primeros en advertir cambios climáticos bruscos reflejados en las capas de turba. Estas transiciones repentinas fueron confirmadas posteriormente por los cambios en la composición polínica de los sedimentos. Los palinólogos escandinavos establecieron la secuencia Blytt-Sernander que dividía el Holoceno escandinavo en cinco periodos. Utilizaron los términos Boreal para los más secos y Atlántico para los más húmedos (Fig. 4.1).

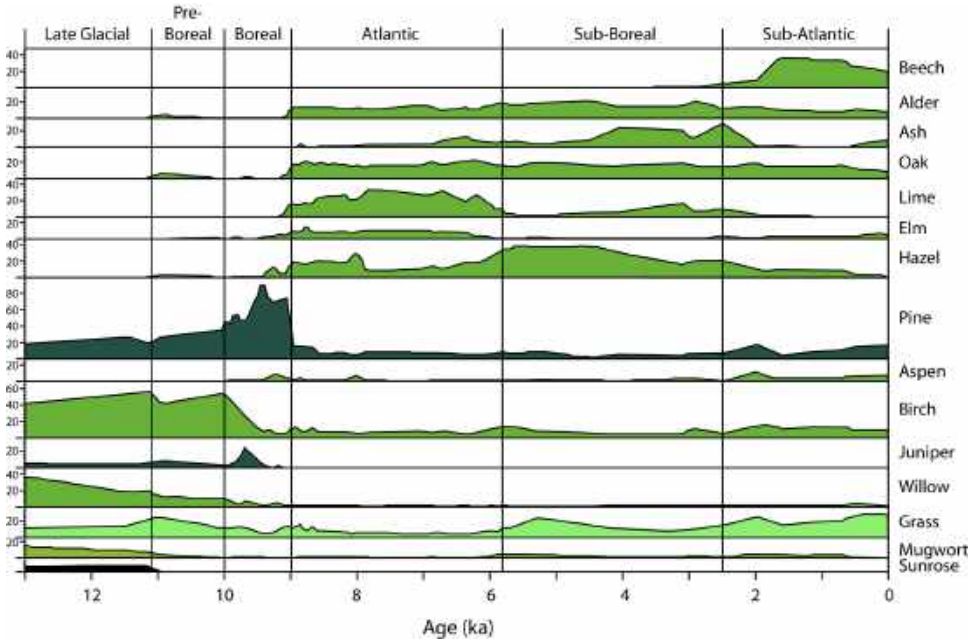


Fig. 4.1 Diagrama de polen en el fiordo de Roskilde
Un ejemplo de las zonas climáticas de Blytt-Sernander establecidas con los indicadores polínicos tradicionales, con la clara caída del olmo en la transición atlántica/subboreal y el ascenso del haya en la transición subboreal/subatlántica. Las fechas de los periodos podrían cambiar en distintos lugares. Según Schrøder et al. (2004).

La secuencia Blytt-Sernander pasó de moda en la década de 1970, cuando las nuevas técnicas permitieron una reconstrucción más cuantitativa de los climas del pasado. Sin embargo, capta la esencia del clima del Holoceno en cuatro periodos de unos 2.500 años cada uno. Cada periodo muestra un patrón de vegetación característico de Escandinavia, indicativo de condiciones climáticas relativamente estables, separado de otros periodos por rápidos cambios de vegetación que sugieren cambios climáticos bruscos. Las fechas y condiciones generalmente aceptadas (Ammann & Fyfe 2014) son:

- Preboreal, 11.500-10.500 años AP. Frío y subártico
- Boreal, 10.500-7.800 años BP. Cálido y seco
- Atlántico, 7.800-5.700 años BP. Cálido y húmedo
- Subboreal, 5.700-2.600 años BP. Cálido y seco
- Subatlántico, 2.600-0 años BP. Frío y húmedo

La transición del Subboreal al Subatlántico tuvo lugar en Escandinavia a finales de la Edad del Bronce. Rutger Sernander propuso que este cambio climático fue brusco, incluso una catástrofe que identificó con el Fimbulwinter, o gran invierno de las Sagas. En aquel momento, otros científicos creían en un cambio climático más gradual, pero estudios recientes sobre el evento climático abrupto de 2,8 kyr (ACE; Kobashi et al. 2013) coinciden con Sernander.

Otra clasificación divide climáticamente el Holoceno en dos periodos: el Óptimo Climático del Holoceno (HCO, también conocido como Hipsitermal, Altitermal o Máximo Térmico del Holoceno), entre los 9.000 y los 5.500 años BP (aunque algunos autores solo lo consideran a partir de los 7.500 años BP tras el ACE de 8,2 kyr), y el periodo Neoglaciar, entre los 5.000 y los 100 años BP, separados por la Transición del Holoceno Medio (MHT) que coincide aproximadamente con el inicio de la Edad del Bronce. Estarían precedidos por una fase de calentamiento a principios del Holoceno (Anatérmica).

La subdivisión más popular del Holoceno es en tres periodos. El Holoceno temprano, hasta el 8,2 kyr ACE, el Holoceno medio, entre el 8,2 y el 4,2 kyr ACE, y el Holoceno tardío desde el 4,2 kyr ACE. En 2018 la Unión Internacional de Ciencias Geológicas ratificó la división estratigráfica del Holoceno en tres etapas o edades: Greenlandiense entre 11.700-8.326 B2K (antes de 2000), Northgrippiense entre 8.326-4.250 B2K, y Meghalayense desde 4.250 B2K hasta el presente. Aunque esta subdivisión popular se ha hecho oficial, en opinión del autor no capta adecuadamente las tendencias climáticas del Holoceno, ya que el 4,2 kyr ACE es climáticamente irrelevante para la evolución climática del Holoceno. Un milenio antes, el ACE de 5,2 kyr que tuvo lugar durante el MHT alteró fundamentalmente el clima del Holoceno, iniciando el enfriamiento Neoglaciar.

4.2 Tendencia climática general del Holoceno

En términos generales, el Holoceno tuvo un comienzo abrupto a los 11.700 años BP, tras la recaída fría del Younger Dryas, y alcanzó las temperaturas máximas en unos 2.000 años. Desde aproximadamente 9.500 años BP, época que coincide con la máxima oblicuidad del eje de la Tierra, el clima del Holoceno dejó de calentarse y unos miles de años más tarde inició un enfriamiento progresivo.

Con mucho, el principal factor que impulsa el cambio climático del Holoceno son los cambios de insolación debidos a las variaciones orbitales de la Tierra (Fig. 4.2). Estos cambios son de dos tipos que producen dos efectos diferentes no siempre bien diferenciados por los investigadores del clima del Holoceno. Los cambios debidos a la precesión (modulada por la excentricidad) tienen el efecto de redistribuir la insolación entre las diferentes estaciones del año según la latitud. El ciclo de precesión de unos 23 kirr determina la orientación axial de la Tierra en su órbita alrededor del Sol y, por tanto, la cantidad de insolación que recibe cada hemisferio en cualquier punto de la órbita. Los cambios de insolación debidos a la precesión se representan en la Fig. 4.2 con curvas de insolación de tres meses para una latitud Norte y Sur, en relación con los valores actuales. Estos cambios aumentan o disminuyen la estacionalidad o la diferencia entre verano e invierno. Así, la estacionalidad del Hemisferio Norte era mínima en el Último Máximo Glacial, y máxima al comienzo del Holoceno, 10.500 años BP, y volverá a ser mínima dentro de mil años.

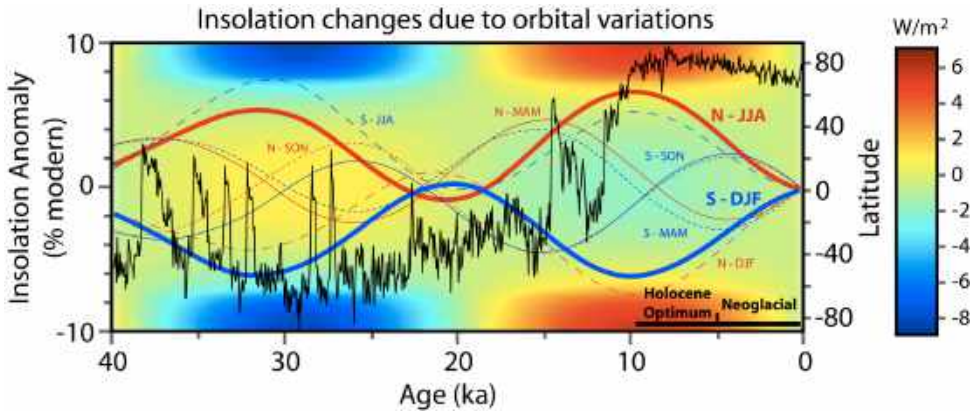


Fig. 4.2 Cambios de insolación debidos a variaciones orbitales de la Tierra
La curva negra de temperatura-proxy representa los cambios del isótopo $\delta^{18}O$ del núcleo de hielo de Groenlandia NGRIP (sin escala). Las curvas de insolación se presentan como la anomalía de insolación para verano, invierno, primavera y otoño. N (rojo) o S (azul) corresponden al hemisferio norte o sur y las tres letras son las iniciales de los meses. La insolación estival septentrional y meridional se representa con curvas gruesas. El color de fondo representa los cambios en la insolación anual por latitud y tiempo debido a los cambios en la inclinación axial de la Tierra (oblicuidad), mostrados en una escala de colores. Esta figura muestra esencialmente cómo los cambios de temperatura global responden principalmente a cambios persistentes en la insolación causados por cambios en la oblicuidad que son simétricos para ambos polos. Los cambios en la insolación estacional causados por el ciclo de precesión (modificado por la excentricidad) son asimétricos y menos importantes para la respuesta global, aunque causan profundos cambios en las diferencias climáticas regionales. El Óptimo Climático del Holoceno corresponde a un alto excedente de insolación en las latitudes polares (área roja), mientras que las condiciones Neoglaciares representan los primeros 5.000 años de una caída de 10.000 años hacia un alto déficit de insolación glacial en las latitudes polares (área azul). Curvas de insolación según Polissar et al. (2013). Curva de isótopos $\delta^{18}O$ del NGRIP según los miembros del NGRIP (2004).

Los cambios de precesión no alteran la cantidad anual de insolación en ninguna latitud, ya que la insolación que quitan a un mes en un lugar concreto, la devuelven en otro mes dentro del mismo año. Los cambios de precesión también son asimétricos, ya que su efecto es opuesto en cada hemisferio, por lo que el verano del Hemisferio Norte (junio-agosto, N-JJA

línea roja gruesa en la Fig. 4.2) se ha vuelto progresivamente más frío durante la mayor parte del Holoceno, mientras que el verano del Hemisferio Sur (diciembre-febrero, S-DJF línea azul gruesa en la Fig. 4.2) se ha vuelto progresivamente más cálido durante la mayor parte del Holoceno. Los cambios de precesión son responsables de los patrones de temperatura superficial del mar (TSM) y, por tanto, de las corrientes oceánicas. Las diferencias Norte-Sur fijan la posición de la ZCIT (Zona de Convergencia Intertropical o ecuador climático). Por tanto, son responsables del Periodo Húmedo Africano, de los patrones monzónicos y del importante MHT, que cambiaron el modo climático del Holoceno a nivel global.

Los cambios debidos a la oblicuidad tienen el efecto de redistribuir la insolación entre diferentes latitudes siguiendo un ciclo de oblicuidad de c. 41 kyr. Cuando la oblicuidad era máxima, 9,5 kyr BP, ambos polos recibían más insolación debido a la oblicuidad, mientras que los trópicos recibían menos. La oblicuidad también afecta a la estacionalidad; cuando la inclinación axial es máxima, aumenta la diferencia entre verano e invierno en latitudes altas. Pero a diferencia de los cambios de precesión, la oblicuidad altera la cantidad de insolación anual en diferentes latitudes en un ciclo de 41 años. Esto está representado por el color de fondo de la figura 4.2, que muestra cómo las regiones polares recibieron una insolación creciente de 30 a 9,5 kyr BP, coincidiendo con el periodo de calentamiento. Desde entonces, y durante los próximos 11,5 kyr, los polos recibirán una insolación decreciente. A diferencia de los cambios de insolación precesionales, los cambios de oblicuidad son simétricos. Aunque el cambio anual de insolación no es muy grande, se acumula durante decenas de miles de años y el cambio total es asombroso, creando un enorme déficit o superávit de insolación. Esto modifica el gradiente de temperatura latitudinal (de ecuador a polo) y es en gran medida responsable de la entrada y salida de los periodos glaciares (Tzedakis et al. 2017) y de la evolución general de las temperaturas y el clima globales durante el Holoceno. Los cambios de oblicuidad contribuyen a la falta de calentamiento de la Antártida durante el Holoceno, a pesar del aumento de la insolación estival en el hemisferio sur. En última instancia, los cambios de oblicuidad serán responsables del inicio glaciar que pondrá fin al interglaciar del Holoceno en un futuro lejano (véase el Cap. 14).

En el Holoceno, el ciclo de precesión y el ciclo de oblicuidad están casi alineados, de modo que la máxima oblicuidad y la máxima insolación estival septentrional eran casi coincidentes al comienzo del interglaciar hace unos 10 kyr. Véase en la figura 4.2 cómo la gruesa curva roja que representa la máxima insolación del verano boreal alcanza valores máximos hace 10 kyr BP, casi coincidiendo con el centro del color rojo polar de fondo, que representa el máximo calentamiento desde la máxima oblicuidad hace unos 9,5 kyr BP. Sin embargo, esto tiene una consecuencia interesante. Hace 19.000 años la oblicuidad era la misma que ahora (sólo que en aumento), y el ciclo de precesión estaba en la misma posición que ahora (la misma insolación estival de 65° N; Fig. 4.2). La Tierra recibía la misma energía del Sol y la configuración orbital la distribuía sobre el planeta de la misma manera durante el Último Máximo Glacial que en la actualidad. ¿Por qué el clima es tan diferente para el mismo aporte energético? Una posible respuesta es la enorme inercia térmica del planeta debida principalmente a su contenido en agua. Hace 21 kyr la oblicuidad creciente llevaba 10.000 años añadiendo energía a los polos, reduciendo el gradiente de insolación latitudinal y añadiendo energía a los veranos (Huybers 2006; Tzedakis et al. 2017), y estaba en camino de superar la enorme inercia fría con la ayuda de los cambios de precesión que estaban a punto de producirse. En el presente, la disminución de la oblicuidad lleva 10.000 años restando energía a los polos, aumentando el gradiente de insolación latitudinal que favorece la pérdida de energía y el aumento de las precipitaciones polares, y reduciendo la energía durante los veranos. Estos cambios también superarán la enorme inercia cálida incluso frente a los cambios de precesión, pero lo harán progresivamente a lo largo de muchos miles de años. Una comparación entre la temperatura y la oblicuidad durante los últimos 800 kyr muestra que, aunque variable, la inercia térmica del planeta retrasa la respuesta de la temperatura a los cambios de oblicuidad una media de 6.500 años (véase la Fig. 2.11).

A escala multimilenaria, la temperatura media global sigue principalmente el ciclo de oblicuidad de 41 años con un desfase de varios miles de años. Las temperaturas del Holoceno no son una excepción, y unos pocos miles de años después del pico de oblicuidad (hace 9.500 años), la temperatura comenzó a descender. Este patrón general de la temperatura del Holoceno ya se conocía a finales de la década de 1950 a partir de una variedad de registros indirectos de diferentes disciplinas (Lamb 1977; Fig. 4.3a). Los núcleos de hielo de Groenlandia confirmaron este patrón, una vez corregido por el levantamiento (Vinther et al. 2009), y mejoraron en gran medida la datación de los cambios de temperatura (Fig. 4.3b).

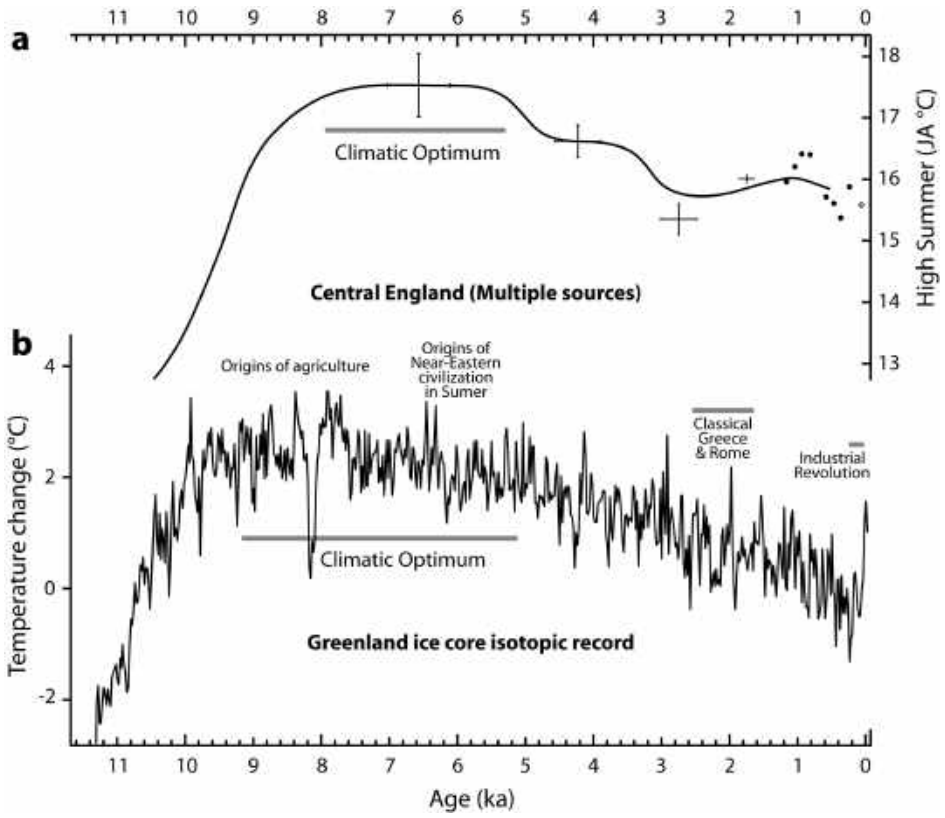


Fig. 4.3 Perfil de temperatura del Holoceno
a) Reconstrucción de la temperatura estival (julio-agosto) del centro de Inglaterra a partir de múltiples proxies y fuentes por HH Lamb. Las cruces representan la incertidumbre en la datación y la temperatura. Los puntos negros son promedios centenarios. El punto blanco es la media de 1900-1965. Según Lamb (1977). **b)** Reconstrucción de la temperatura de Groenlandia basada en una media de los datos isotópicos $\delta^{18}O$ corregidos por elevación de los núcleos de hielo de Agassiz y Renland. Esta media se ha corregido para tener en cuenta los cambios en el $\delta^{18}O$ del agua de mar y se ha calibrado con los registros de temperatura de sondeos. Se indican algunos periodos históricos. Según Vinther et al. (2009).

Los indicadores indirectos no registran temperaturas, sino procesos físicos, químicos o biológicos que se ven afectados por la temperatura. Adolecen de incertidumbres conocidas pero difíciles de estimar, como incertidumbres de datación, incertidumbres sobre efectos ambientales no controlados (por ejemplo, precipitaciones), incertidumbres sobre respuestas no lineales a los cambios de temperatura o incertidumbres de respuesta estacional. También es probable que se vean afectados por factores no homogéneos desconocidos. La mezcla de proxies terrestres y oceánicos añade otra fuente de incertidumbre, ya que el resultado depende en gran medida de los proxies incluidos. Las reconstrucciones globales añaden la incertidumbre derivada de la estimación de la temperatura de todo el planeta a partir de tan sólo unos cientos de factores de baja precisión no calibrados afectados por la temperatura (no termómetros) que proporcionan un punto de datos una vez por década en el mejor de los casos. Aunque se puede confiar poco en el resultado de las reconstrucciones proxy globales, que dependen mucho de las elecciones de los investigadores, son útiles para estudiar la evolución climática del Holoceno. Una de las reconstrucciones de temperatura del Holoceno disponibles (Marcott et al. 2013; Fig. 4.4a) presenta varios problemas relacionados con la nueva datación de los proxies, la falta de suficientes proxies en los últimos siglos, lo que produce una desviación artificial, y un fuerte suavizado. Para corregir algunos de los problemas que presenta, esa reconstrucción se ha repetido aquí con el mismo conjunto de proxies, cada uno promediado a su propia anomalía, sin ningún suavizado, y con las fechas originales publicadas para los proxies (Fig. 4.4b). Los cambios de temperatura se han expresado como puntuación Z (distancia a la media), para evitar hacer inferencias sobre temperaturas del pasado que no podemos conocer. Sin embargo, existe una vasta literatura y consiliencia de evidencias de diferentes campos que indican que la HCO fue en promedio entre 1 y 2 ° C más cálida que la Pequeña Edad de Hielo (LIA). La curva de temperatura resultante es extraordinariamente similar a la reconstrucción regional de Hubert Lamb de la década de 1970 (Fig. 4.3a), con descensos significativos de la temperatura a 5,5, 3 y 0,5 kyr BP.

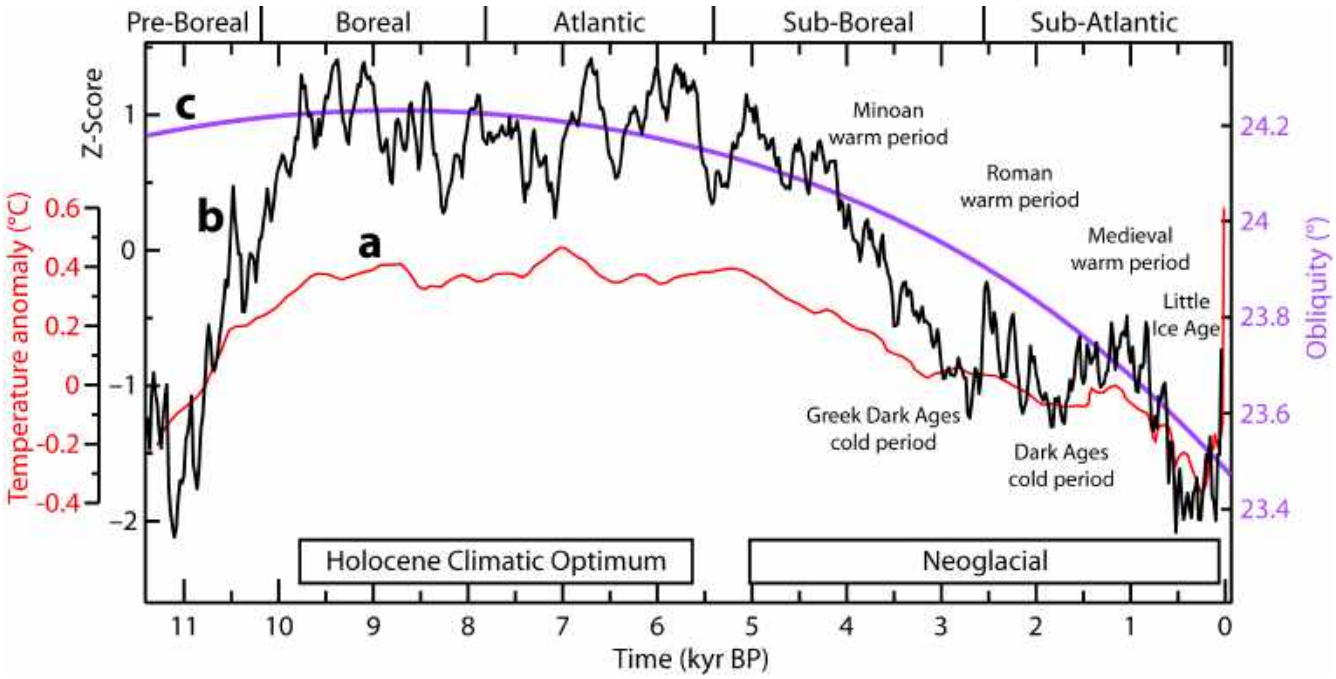


Fig. 4.4 Reconstrucción de la temperatura global del Holoceno
a) Curva roja (escala izquierda), reconstrucción de la temperatura media global de Marcott et al. (2013). El método de promediación no corrige el abandono de proxies, lo que produce un pico terminal realzado artificialmente, mientras que el suavizado de Monte Carlo elimina la mayor parte de la información de variabilidad. **b)** Curva negra (escala izquierda), reconstrucción de la temperatura media global según Marcott et al. (2013), usando fechas publicadas por proxies, y diferenciando la media. La anomalía de la temperatura se expresa como puntuación Z, o distancia a la media en unidades de desviación estándar. **c)** Curva púrpura gruesa (escala derecha), la oblicuidad del eje de la Tierra muestra una tendencia similar a la temperatura del Holoceno.

4.3 El controvertido papel de los gases de efecto invernadero durante el Holoceno

¿Qué papel han desempeñado los gases de efecto invernadero (GEI) en el cambio climático del Holoceno? Los datos disponibles indican que, a pesar de los cambios significativos en la concentración de GEI en la atmósfera durante el periodo comprendido entre 10.000 y 600 años AP, su contribución a los cambios de temperatura no puede haber sido importante. Según Monnin et al. (2004), las concentraciones de CO2 medidas en los núcleos de hielo antárticos disminuyeron de 267 a 258 ppm entre 10.000 y 6.800 años BP, y después aumentaron de forma más o menos lineal hasta 283 ppm en 600 años BP, justo antes de la LIA (Fig. 4.5c). Este aumento de 25 ppm representa aproximadamente el 10% de una duplicación. Considerando el periodo desde el Último Máximo Glacial (20 kyr BP) hasta la HCO, el CO2 atmosférico aumentó en 70 ppm o el 36% de una duplicación. Podemos ver que el aumento de CO2 entre 6,8 y 0,6 kyr BP constituye casi un tercio del aumento de CO2 desde el punto más frío del último periodo glaciar hasta el punto más cálido del actual interglaciar. Casi un tercio del lapso glaciar-interglaciar no puede considerarse insignificante para el aumento de CO2 que tuvo lugar entre 6,8 y 0,6 kyr BP. Si el CO2 es un agente de calentamiento tan potente como pretenden algunas hipótesis y modelos, cabría esperar cierto calentamiento derivado de este aumento de CO2 , sobre todo porque a partir de 5.000 años AP estuvo acompañado de un aumento de las concentraciones atmosféricas de CH_4(Kobashi et al. 2007; Fig. 4.5d). Pero en lugar de un aumento de las temperaturas, lo que encontramos es un descenso progresivo desde el HCO hasta el LIA impulsado por cambios en la insolación.

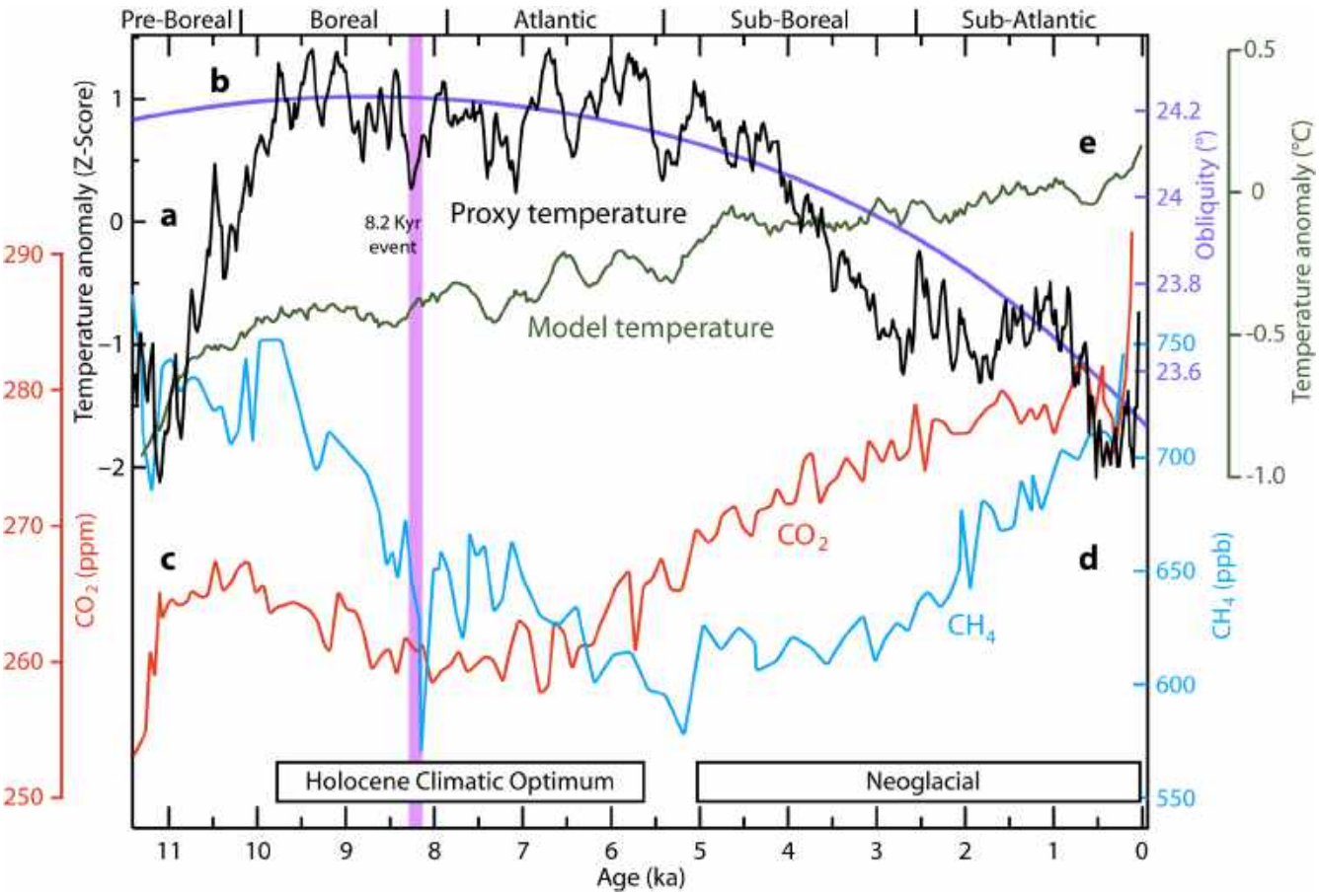


Fig. 4.5 Temperatura y gases de efecto invernadero durante el Holoceno
a) Curva negra, reconstrucción de la temperatura global como en la Fig. 4.4b. **b)** Curva morada, ciclo de oblicuidad del eje de la Tierra. **c)** Curva roja, niveles de CO2 medidos en el núcleo de hielo Epica Dome C (Antártida), según Monnin et al. (2004). **d)** Curva azul, niveles de metano medidos en los núcleos de hielo GRIP, GISP2 y NEEM (Groenlandia) según Kobashi et al. (2007). Obsérvese el gran efecto del evento de 8,2 kyr en las concentraciones de metano. **e)** Curva verde, temperatura global simulada a partir de un conjunto de tres modelos (CCSM3, FAMOUS y LOVECLIM) de Liu et al. (2014), muestran la incapacidad de los modelos climáticos generales para replicar la tendencia descendente de la temperatura general del Holoceno. Barra vertical, 8,2 kyr BP ACE. Se indican los principales periodos climáticos del Holoceno.

Los modelos climáticos ajustados para explicar el calentamiento global actual no reproducen el clima del Holoceno. La temperatura media de un conjunto de tres modelos (CCSM3, FAMOUS y LOVECLIM; Liu et al. 2014; Fig. 4.5e) muestra un aumento constante de la temperatura durante todo el Holoceno, impulsado por el aumento de GEI. Este desacuerdo entre los modelos y las reconstrucciones del clima del Holoceno derivadas de los datos ha sido denominado por los autores el enigma de la temperatura del Holoceno (Liu et al. 2014).

Los modelizadores del clima deberían aprovechar la oportunidad para ajustar sus modelos a las condiciones del Holoceno. Está claro que el principal impulsor del clima del Holoceno han sido los cambios en la insolación debidos a la variación orbital. Los cambios en las concentraciones de GEI parecen haber tenido sólo un efecto menor.

4.4 El óptimo climático del Holoceno

La cuestión de la temperatura del Holoceno se ha convertido en un tema controvertido. Mientras que el Óptimo Climático o Altérmico del Holoceno (c. 9800-5700 BP) está bien caracterizado en el hemisferio norte como 1-5 °C más cálido que el fondo de la LIA dependiendo de la latitud, existe mucha menos información respecto a las zonas tropicales y meridionales. Marcott et al. (2013), opinan que, globalmente, el HCO fue 0,7 °C más cálido que el fondo de la LIA. Una variabilidad de temperatura tan baja para el Holoceno se basa en un calentamiento tropical de 0,4 °C durante el HCO, y un enfriamiento del HCO en la zona meridional de 0,4 °C.

En el centro de la cuestión está la pregunta de si la temperatura actual está fuera de los límites registrados para las temperaturas del Holoceno. La criosfera muestra claramente que los glaciares de todo el mundo se redujeron significativamente más durante el HCO que en la actualidad (Koch et al. 2014). La biosfera en general está de acuerdo, ya que la extensión de especies como la castaña de agua y la tortuga de estanque estaban entonces al norte de sus límites

climáticos europeos actuales y el límite arbóreo no ha alcanzado su latitud o altitud máximas del HCO en Suecia (Kullman 2001), Canadá (Pisaric et al. 2003), Rusia (MacDonald et al. 2000), los Alpes (Tinner et al. 1996) o Colombia (Thouret et al. 1996). La biosfera marina está de acuerdo, ya que los niveles actuales de cocolitóforos en los océanos tropicales son más bajos que durante la HCO (Werne et al. 2000), lo que constituye otro indicio de que los océanos no son tan cálidos como entonces.

En contraste con Marcott et al. (2013), el enfriamiento neoglacial post-HCO del Hemisferio Sur no tropical está bien documentado en los numerosos glaciares de los Andes meridionales y Nueva Zelanda, revisados por Porter (2000). Sus datos demuestran que los glaciares del hemisferio sur eran más pequeños durante el HCO, y que el avance neoglaciar temprano comenzó entre 5400-4900 BP. En el sur de África, Holmgren et al. (2003) han demostrado un enfriamiento holoceno persistente desde 10.000 años BP. En la Antártida, Masson et al. (2000) identifican un óptimo del Holoceno temprano entre 11.500 y 9.000 BP, seguido de un segundo óptimo entre 7.000 y 5.000 BP. Shevenell et al. (2011), muestran que el Océano Antártico se ha enfriado entre 2 y 4 °C en varios lugares en los últimos 10-12 kyr. El enfriamiento del Holoceno de solo 0,4 ° C propuesto por Marcott et al. (2013) para la región sur 30-90° S parece ser una subestimación. En las latitudes meridionales, la HCO no puede explicarse por los cambios precesionales de la insolación estival, y en su lugar se ha invocado la reorganización a gran escala del transporte latitudinal de calor. La disminución de la oblicuidad también debería considerarse una causa.

Sin embargo, es en las zonas tropicales donde Marcott et al. (2013) resulta más controvertido. El registro Sr/Ca de corales fósiles en la Gran Barrera de Coral, Australia, apoya una TSM media c. 5350 BP 1,2 ° C más cálida que la TSM media de principios de la década de 1990 (Gagan et al. 1998). En el Indo-Pacific Warm Pool, la región oceánica más cálida del mundo, Stott et al. (2004) constatan que la TSM ha disminuido c. 0,5 ° C en los últimos 10.000 años, hallazgo confirmado por Rosenthal et al. (2013), que muestran una disminución de 1,5-2 °C para las aguas intermedias. Los lagos de África oriental muestran temperaturas máximas hacia el final de la HCO, seguidas de un descenso general de 2-3 °C hasta la LIA (Berke et al. 2012). Los glaciares tropicales de Perú (Huascarán) y Tanzania (Kilimanjaro) muestran sus valores más altos de $\delta^{18}O$ (más cálidos) en el HCO, seguidos de un descenso general después (Thompson et al. 2006). La posición de que los trópicos han experimentado un calentamiento desde el HCO parece basarse, en gran parte, en proxies de alkenona marina. Sin embargo, muchos registros de alkenona proceden de zonas de afloramiento con altas tasas de sedimentación, pero a menudo muestran tendencias de temperatura invertidas. Y lo que es peor, no suelen coincidir con los proxies de Mg/Ca. Leduc et al. (2010) intentan resolver la discrepancia entre estos dos métodos de paleotermometría y señalan que ninguno de los siete registros de Mg/Ca disponibles para el Pacífico Ecuatorial Oriental ha mostrado un calentamiento monótono durante el Holoceno. Atribuyen la discrepancia a la señal de temperatura anual de la alkenona, sugiriendo que sólo capta la estación invernal y, por tanto, responde principalmente a los cambios en la insolación durante esa estación. Esta explicación pone los registros divergentes de alkenona de acuerdo con el resto de los registros tropicales marinos y terrestres que muestran un enfriamiento tropical desde la HCO. Si estimamos este enfriamiento en un rango de 0,5-1 °C, está claro que Marcott et al. (2013) están subestimando el enfriamiento global del Holoceno y, por tanto, las temperaturas globales del HCO.

Por tanto, una estimación de aproximadamente 1,2 ° C de descenso de la temperatura global entre las temperaturas medias del HCO y el fondo de la LIA es coherente con los proxies globales, los cambios glaciológicos y las pruebas biológicas, e incluso podría ser una estimación conservadora. Las reconstrucciones de modelos (Renssen et al. 2012; Fig. 4.6) tampoco concuerdan con Marcott et al. 2013, ya que muestran un calentamiento en las zonas tropicales durante el HCO con respecto a las temperaturas preindustriales. El resultado modelizado no puede conciliarse con la propuesta de Marcott et al. de un enfriamiento de sólo 0,7 ° C desde el HCO hasta el fondo de la LIA. Dado que el resultado modelizado de Renssen et al. concuerda mejor con las abundantes pruebas biológicas y glaciológicas mencionadas anteriormente, la propuesta de Marcott et al. es difícil de defender, y probablemente esté equivocada debido al sesgo de los proxies.

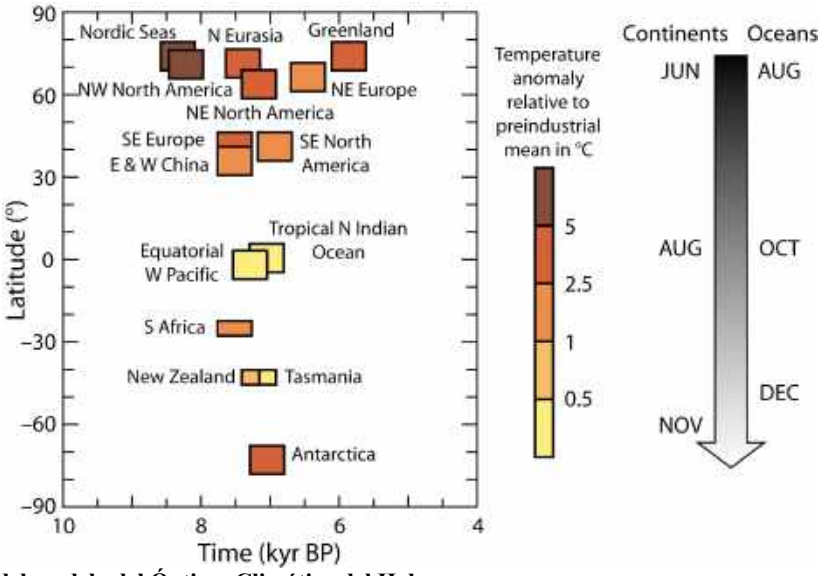


Fig. 4.6 Caracterización del modelo del Óptimo Climático del Holoceno
Resumen del modelo global atmósfera-océano-vegetación del momento del Holoceno, intensidad y calendario estacional de la desviación positiva máxima simulada de la temperatura respecto a los niveles preindustriales, mostrada en función de la latitud (eje vertical) y el tiempo (eje horizontal). Según los autores, el momento y la magnitud de la HCO en los resultados de su modelo concuerdan en general con las pruebas indirectas mundiales. La flecha de la derecha indica el momento estacional de la desviación máxima de la temperatura. Según Renssen et al. (2012).

4.5 La Transición del Holoceno Medio y el final del Periodo Húmedo Africano

La MHT es un periodo de tiempo comprendido entre 6.000 y 4.800 años AP en el que se produjo un cambio climático global en un momento de importantes cambios culturales humanos asociados a la transición del Neolítico a la Edad de Bronce. La MHT separa la HCO de la Neoglaciación, y se caracteriza por periodos de avance global de los glaciares interrumpidos por periodos de recuperación parcial. La causa principal de este cambio climático global fue la redistribución de la energía solar a medida que la disminución de la insolación en el verano boreal alcanzaba su tasa máxima. Esta redistribución de la energía solar, debida al forzamiento orbital, produjo un desplazamiento progresivo hacia el sur de la posición estival de la ITCZ en el hemisferio norte. Este desplazamiento vino acompañado de un pronunciado debilitamiento de los monzones estivales en África y Asia y de un aumento de la sequedad y la desertización en torno a los 30° de latitud norte en Sudamérica, África y Asia. El enfriamiento estival asociado del NH, combinado con el cambio de los gradientes latitudinales de temperatura en los océanos del mundo, condujo probablemente a un aumento de la amplitud de El Niño/Oscilación Austral (ENOS). El efecto de estos cambios tuvo repercusiones mundiales en los patrones de temperatura y precipitación (Fig. 4.7).

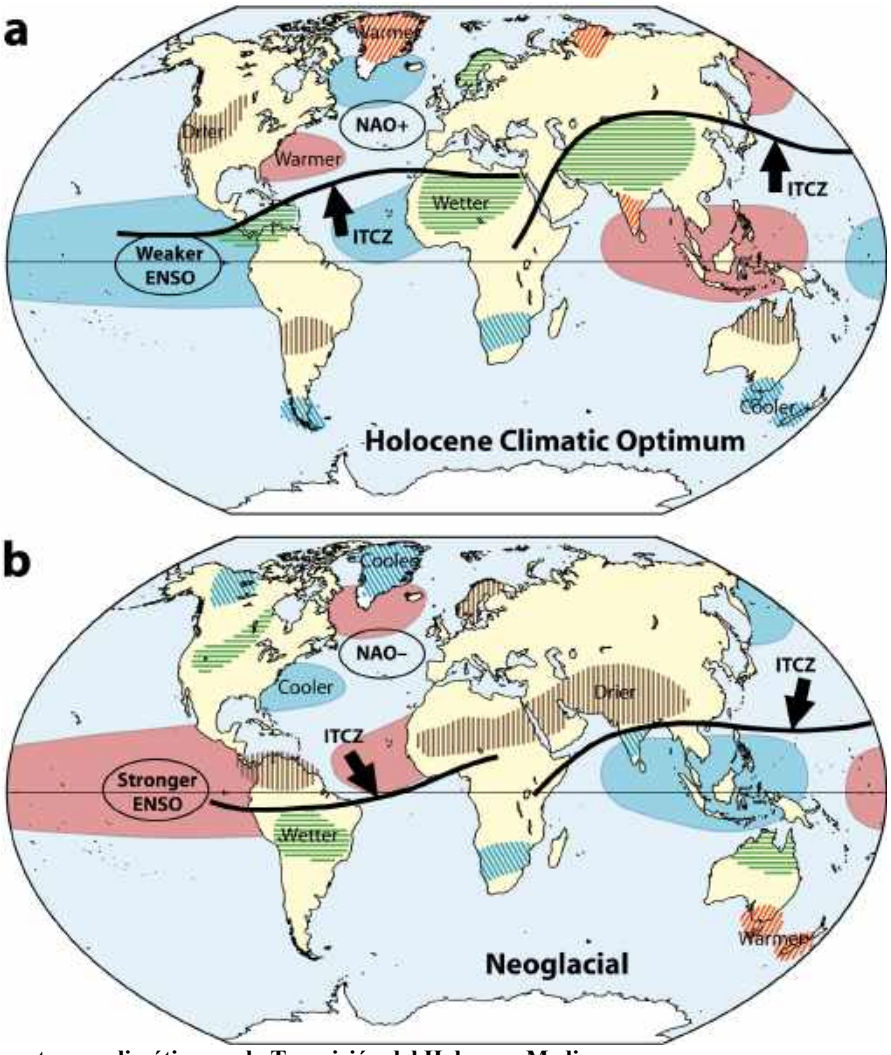


Fig. 4.7 Cambio de los patrones climáticos en la Transición del Holoceno Medio
El paso del Óptimo Climático del Holoceno a la Neoglaciación implicó una reorganización completa del clima de la Tierra, dirigida principalmente por la migración hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y el debilitamiento de los monzones de verano africanos, indios y asiáticos. **a)** Durante el Óptimo Climático del Holoceno la ITCZ de verano alcanzó una latitud norte más alta produciendo una banda tropical más húmeda (eclosión horizontal verde) 30° N. Las latitudes altas septentrionales fueron más cálidas (sombreado rojo inclinado a la derecha), mientras que las latitudes altas meridionales fueron más frías (sombreado azul inclinado a la izquierda). El oeste norteamericano y las latitudes medias del hemisferio sur fueron más secas (sombreado vertical marrón). El Warm Pool del Indo-Pacífico era más cálido (área roja), mientras que el Atlántico ecuatorial y el Pacífico eran más fríos (áreas azules) y se encontraban bajo un régimen de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) más débil**. b)** En el Neoglaciar, el desplazamiento hacia el sur de la ITCZ creó la banda tropical árida de 30° N, y muchos de los patrones mencionados se invirtieron. La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) adquirió un carácter más negativo. El ENSO se hizo progresivamente más fuerte a medida que el planeta se enfriaba. Según Wanner & Brönnimann (2012).

El ciclo de precesión de 23 kirios es la fuerza principal que está detrás de los cambios estacionales del gradiente de temperatura Norte-Sur, tan importantes para el clima en general y el régimen de precipitaciones de la banda tropical de c. 30° N. La hipótesis del monzón orbital fue propuesta por primera vez por Kutzbatch (1981) y está respaldada por las pruebas actuales. Rossignol-Strick (1985) demostró que las capas oscuras ricas en materia orgánica de los sedimentos mediterráneos, conocidas como sapropeles, representan periodos de intenso monzón africano cada 23 kyr, modulados por los ciclos de precesión y excentricidad. Estos periodos de formación de sapropeles corresponden también a los Periodos Húmedos Africanos, cuando el monzón africano produce suficientes precipitaciones sobre el Sáhara para mantener un ecosistema de tipo sabana. El último de estos periodos comenzó unos 15 kyr BP, pero tuvo un intervalo seco durante el Younger Dryas a los 12,5 kyr BP. A medida que el Sáhara se cubrió de vegetación, con grandes ríos y lagos, y se pobló de grandes mamíferos, pasó a estar habitado por humanos (Fig. 4.8). El Sáhara Verde entró en una crisis de aridez hacia el 5,8 kyr BP y se convirtió en un desierto en sólo 500 años, cuando el ecosistema se colapsó y su población humana se desplomó. Los refugiados climáticos del Sáhara aumentaron enormemente la población del valle del Nilo y poco después del 5500 a.C. la sociedad egipcia empezó a crecer y a avanzar rápidamente hacia una civilización refinada. El uso extensivo del cobre se hizo común

durante esta época (Periodo Calcolítico). El proceso culminó 5100 años a.C. con la unificación de Egipto bajo el primer faraón en una de las primeras civilizaciones complejas.

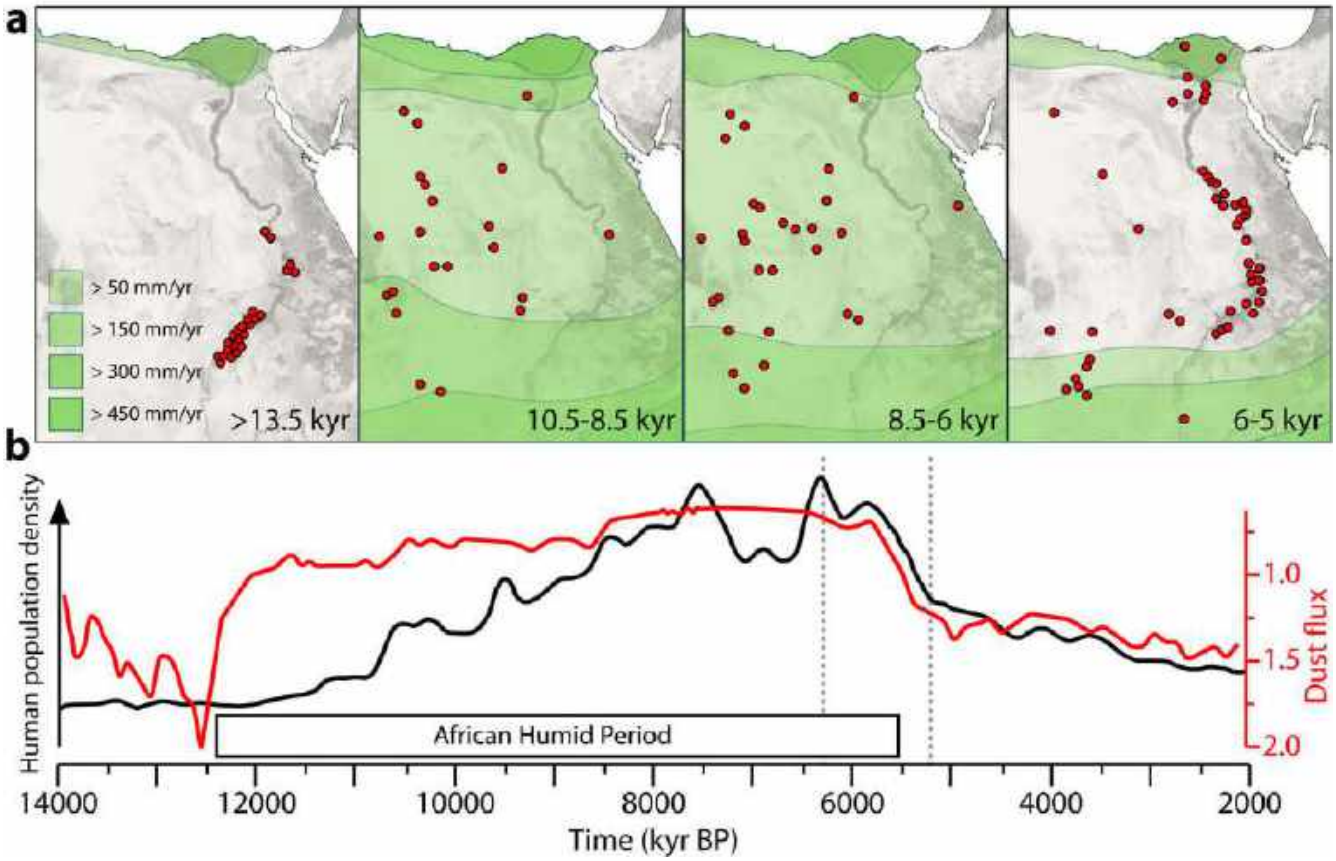


Fig. 4.8 El Periodo Húmedo Africano
a) Ocupación controlada por el clima en el Sáhara Oriental durante las principales fases del Holoceno. Los puntos rojos indican las principales zonas de ocupación. Durante el Último Máximo Glacial y el Pleistoceno terminal (20.000 a 12.500 BP), el desierto sahariano carecía de asentamientos fuera del valle del Nilo. Con la brusca llegada de las lluvias monzónicas a 12.500 BP, el desierto fue sustituido por entornos similares a la sabana y pasó a estar habitado por colonos prehistóricos. Después de 9.000 BP, los asentamientos humanos se establecieron bien en todo el Sáhara Oriental, fomentando el desarrollo del pastoreo de ganado. El retroceso de las lluvias monzónicas provocó el inicio de la desecación del Sáhara egipcio a 6.300 BP. Las poblaciones prehistóricas se vieron obligadas a desplazarse al valle del Nilo. El retorno de las condiciones desérticas plenas en todo Egipto hacia el 5.500 BP coincidió con las etapas iniciales de la civilización faraónica en el valle del Nilo. Según Kuper & Kröpelin (2006). **b)** Registro de flujo de polvo (proxy de aridez, curva roja, invertida) del núcleo 658C de la costa noroccidental africana relacionado con un proxy de población (curva negra) basado en la distribución de probabilidad sumada de 3287 edades ^{14}C calibradas de 1011 yacimientos arqueológicos entre 14.000-2.000 años AP. Las líneas discontinuas indican el final simultáneo del Periodo Húmedo Africano y el colapso de la población. Según Manning y Timpson (2014).

El MHT (6 a 4,8 kyr BP), además de un cambio en el patrón climático global, también experimentó un cambio significativo en los principales forzantes climáticos (Fig. 4.9). Este cambio se refleja en múltiples proxies, como los restos de hielo del Atlántico Norte (Bond et al. 2001), la sedimentación ligada al ENSO (Moy et al. 2002), o la abundancia de polen del bosque templado mediterráneo (Fletcher et al. 2013), como un cambio de frecuencia en el MHT. Varios autores han observado este cambio en los principales forzantes climáticos en el MHT. Debret et al. (2009) tras estudiar 15 proxies climáticos procedentes de sedimentos marinos (Atlántico Norte, África Occidental y Antártida), registros de núcleos de hielo (Sudamérica y Antártida), espeleotemas de cuevas (Irlanda) y sedimentos lacustres (Ecuador) mediante análisis wavelet, concluyeron que la primera parte del Holoceno se caracterizó por frecuencias propias de la variabilidad solar a 1000 y 2500 años, con un cambio a frecuencias oceánico-atmosféricas de 1200-1800 años en la última mitad del Holoceno (Fig. 4.9f). Algunos de los proxies pasan de mostrar una frecuencia solar de c. 1000 años durante el HCO a mostrar una frecuencia oceánica-atmosférica de c. 1500-1800 años durante el Neoglaciar (Fig. 4.9e). Incluso más proxies empiezan a mostrar una frecuencia de c. 1500-años en el MHT que no mostraban a principios del Holoceno (Debret et al. 2007). Varias causas pueden contribuir a estos cambios. Durante la mayor parte del Holoceno, la insolación estival en el hemisferio norte ha ido disminuyendo y la insolación invernal aumentando. Como resultado, la diferencia de insolación entre verano e invierno había disminuido en unos 55 W/m^{2}a 45° N (Fig. 4.9a, área gris). Esta disminución de la estacionalidad fue más pronunciada durante

la MHT, y debe haber tenido el efecto de reducir las diferencias estacionales y la respuesta climática a las diferencias estacionales de insolación. En la MHT la oblicuidad axial de la Tierra pasó de ser alta a una disminución cada vez más rápida (Fig. 4.9b). La disminución de la oblicuidad redujo la insolación en los polos y la aumentó en los trópicos. Esto tuvo el efecto de aumentar el gradiente latitudinal de insolación y el gradiente latitudinal de temperatura, activando la circulación atmosférica y oceánica que dio lugar a un mayor transporte meridional de calor, especialmente durante el invierno. Otra posible causa es la aparición de la circulación oceánica moderna con la estabilización de la circulación termohalina c. 5 kyr BP (Fig. 4.9c), después de que el nivel del mar dejara de aumentar (Fig. 4.9d), y la salinidad del océano dejara de disminuir (Fig. 4.9c), con el fin del deshielo de las capas de hielo. Finalmente, los cambios en la periodicidad solar podrían ser responsables de algunos de los cambios observados (Fig. 4.9f). La periodicidad de c. 2500 años es casi continua a lo largo del Holoceno, con una oscilación ausente a 7,7 kyr BP (ver Cap. 5), pero la periodicidad de c. 1000 años, muy pronunciada hasta 5,2 kyr BP, se vuelve indetectable durante la mayor parte del Neoglaciar, hasta cerca del final del Periodo Cálido Romano (ver Cap. 8), cuando vuelve a ser perceptible.

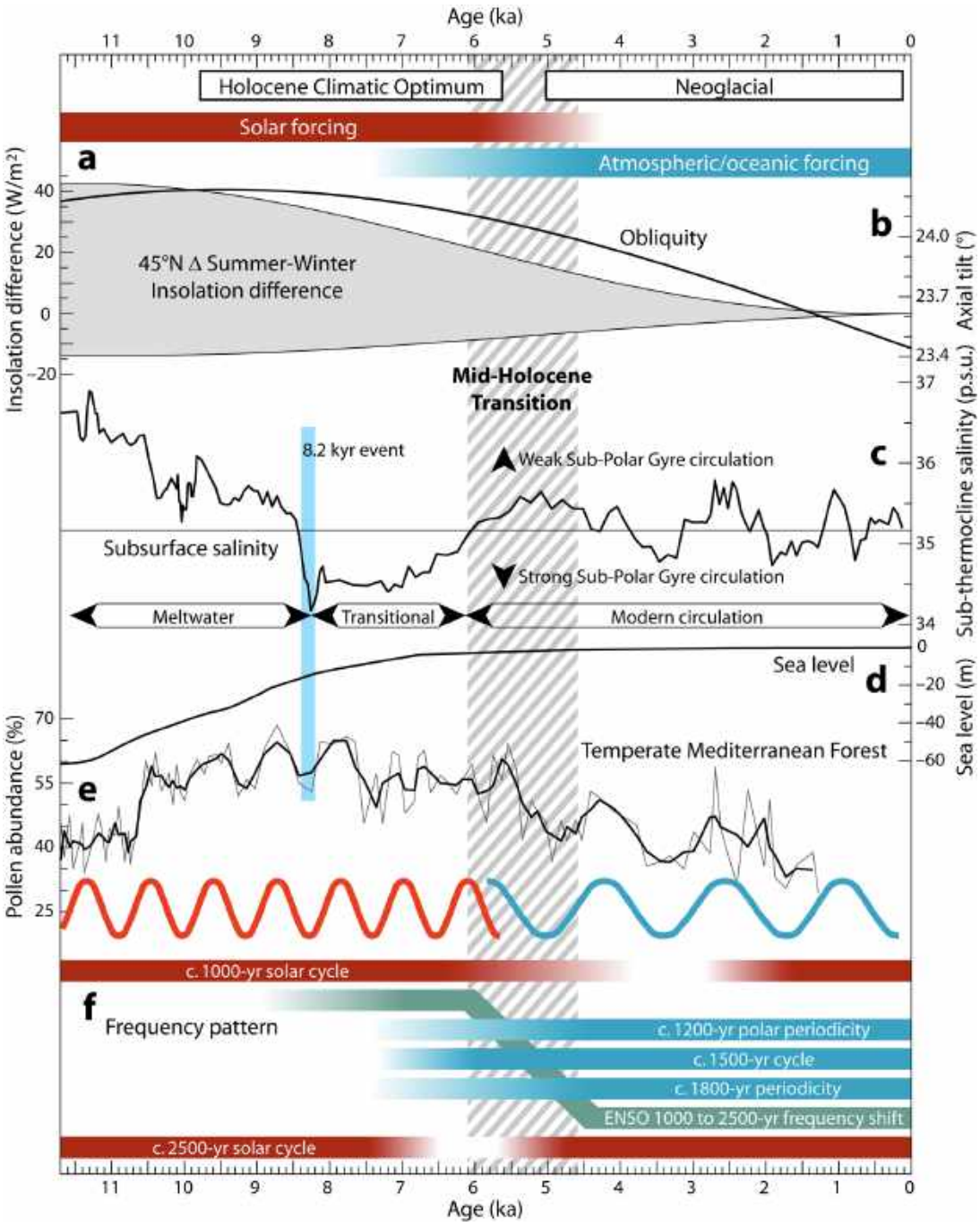


Fig. 4.9 Cambio climático del Holoceno en la Transición del Holoceno Medio
El clima del Holoceno está dominado por frecuencias atribuidas al Sol (barras rojas) durante el Óptimo Climático del Holoceno (HCO), y por frecuencias atribuidas a la atmósfera y el océano (barras azules) durante el Neoglacial. **a)** La diferencia entre las curvas de insolación de verano e invierno a 45° N refleja los cambios de estacionalidad a lo largo del tiempo (área gris). La estacionalidad verano-invierno era c. 55 W/m^{2}más marcada a principios del Holoceno que en la actualidad, en su mayor parte debido a una mayor insolación estival (valores positivos en la escala izquierda). La disminución de la estacionalidad verano-invierno fue muy marcada durante la Transición del Holoceno Medio (THM). **b)** La oblicuidad fue muy alta y de cambio lento durante todo el HCO, acelerándose su disminución durante la THM. Como resultado, las latitudes altas recibieron menos insolación y las latitudes tropicales más, y el gradiente latitudinal de insolación y el gradiente latitudinal de temperatura se hicieron más pronunciados, dando lugar a una circulación atmosférica y oceánica más activa y a un mayor transporte meridional de calor. **c)** La reconstrucción de la salinidad sub-termoclina en el núcleo RAPiD 12-1K (al sur de Islandia) muestra que la salinidad subsuperficial y la fuerza de la contribución del Giro Subpolar a la Circulación Meridional de Oscilación del Atlántico estuvieron dominadas por la producción de agua de deshielo hasta el 8,2 kyr ACE. Tras un periodo de transición, en el MHT se inició una circulación moderna caracterizada por oscilaciones de frecuencia oceánica. Según Thornalley et al. (2009). **d)** El nivel del mar redujo enormemente su tasa de aumento en c. 6,8 kyr BP con el derretimiento de las capas de hielo continentales, y esencialmente dejó de aumentar con el fin del HCO en el MHT. Según Lambeck et al. (2014). **e)** Registro de polen del núcleo MD95-2043 del Mediterráneo occidental como porcentaje de todos los taxones de bosques templados y mediterráneos, con la media de tres puntos en negrita. El Holoceno temprano muestra una periodicidad de unos 1000 años (sinusoide roja), mientras que el Holoceno tardío muestra una periodicidad de unos 1800 años (sinusoide azul). Según Fletcher et al. (2013). **f)** Cambios en los patrones de frecuencia mostrados por múltiples proxies durante el Holoceno. Patrones solares en rojo, patrones atmosféricos-oceánicos en azul, patrón ENSO en aguamarina. Las frecuencias solares de c. 1000 y 2500 años no son continuas a lo largo del Holoceno y muestran lagunas en momentos en los que la frecuencia se vuelve discreta. Para un análisis de estas lagunas, véase la Fig. 8.1. La periodicidad de c. 1200 años se encuentra en los registros neoglaciares de la Antártida (Crosta et al. 2007) y Groenlandia (Humlum et al. 2011), pero no durante el HCO. La periodicidad de c. 1500 años es muy común en múltiples proxies atmosférico-oceánicos (véase el Cap. 7). La periodicidad de c. 1800 años se encuentra en un registro de espeleotemas irlandés (McDermott et al. 2001) y en registros de bosques mediterráneos centrales (Di Rita et al. 2018) y occidentales (Fletcher et al. 2013). Según Debret et al. (2009) y Simonneau et al. (2014).

Un patrón climático bimodal también fue identificado durante el Holoceno por Moy et al. (2002) en el sedimento proxy de Laguna Pallcacocha para la actividad ENSO durante los últimos 12 kyr (Fig. 4.10). Encontraron que alrededor de 5 kyr BP la varianza de ENSO cambió de un período de c. 1000 años en el HCO a un período de c. 2500 años en el Neoglacial. La actividad de ENSO fue muy reducida durante la mayor parte del HCO, aumentando desde alrededor de 7 kyr BP, y de forma más prominente después de 5,6 kyr BP, mostrando muchos picos muy fuertes de actividad durante el periodo Neoglacial. Moy et al. también observan que los periodos de alta actividad de los icebergs del Atlántico Norte, indicativos de un enfriamiento significativo (eventos Bond) están flanqueados por periodos de alta actividad ENSO, pero coinciden con periodos de marcado descenso de la actividad ENSO (Fig. 4.10). Esta relación sugiere que puede existir algún vínculo entre ambos sistemas (Moy et al. 2002). En los capítulos 10 y 11 se propone que el ENOS está relacionado con el transporte meridional de energía, que aumenta en intensidad durante los periodos de enfriamiento y disminuye durante los periodos cálidos.

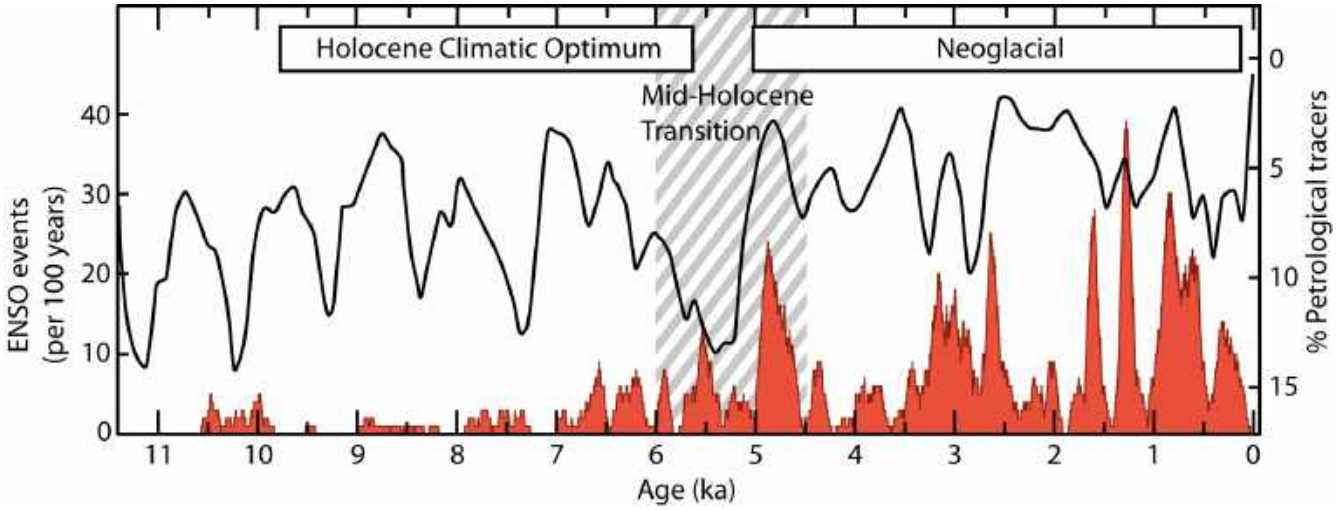


Fig. 4.10 Actividad de El Niño/Oscilación Austral (ENOS) en el Holoceno
Curva inferior roja, la actividad de ENSO (número de eventos por siglo) muestra una distribución bimodal, con baja actividad de ENSO durante la HCO y alta actividad de ENSO durante la Neoglaciación. En la curva superior, los eventos Bond fríos, marcados por el aumento de los desechos arrastrados por el hielo (invertido), tienden a mostrar una mayor actividad antes y después de los periodos de alta actividad ENSO, y coinciden con los periodos de baja actividad ENSO. El efecto es como si los eventos de Bond hubieran dejado huella en la curva de frecuencias del ENOS. Según Bond et al. (2001) y Moy et al. (2002).

Desde un punto de vista termodinámico, la elevada actividad de ENSO transfiere grandes cantidades de calor de la subsuperficie del Océano Pacífico a la atmósfera, y posteriormente gran parte de ese calor es transportado hacia los polos e irradiado al espacio. Esto constituye un enfriamiento desde la perspectiva de todo el sistema climático de la Tierra, aunque parezca un calentamiento desde la perspectiva de la baja atmósfera. Se propone que la elevada actividad del ENOS es posible gracias a un gradiente de temperatura latitudinal (del ecuador al polo) elevado (LTG). Según este paradigma, ENSO es la marca de un planeta que se enfría. Durante el HCO, el LTG se mantuvo bajo gracias a la elevada insolación polar debida a la alta oblicuidad y la actividad de ENSO fue muy baja. Después de 7 kyr BP la disminución de la insolación polar y el aumento de la insolación tropical favorecieron un aumento progresivo del gradiente y de la actividad ENSO. En los periodos de enfriamiento planetario inmediatamente anteriores a un evento Bond, el LTG se volvería más pronunciado, aumentando la frecuencia de ENSO. Pero la mayoría de los fenómenos de Bond se caracterizan por una actividad solar muy baja (véase la sección 4.8). Dado que el ENOS está bajo control solar (véase la sección 10.4), los periodos prolongados de actividad solar muy baja podrían inhibir la actividad del ENOS, por lo que los periodos de mayor actividad de los icebergs en el Atlántico Norte coinciden con periodos de actividad reducida del ENOS. El Calentamiento Global Moderno muestra una actividad ENSO reducida debido a una disminución del LTG del Hemisferio Norte en parte debida a un mayor calentamiento del Ártico.

Como hemos visto, el MHT fue un periodo de tiempo caracterizado por profundos cambios climáticos que fueron producto no sólo de cambios orbitales que alteraron los patrones climáticos globales (Fig. 4.7), sino también por un cambio coincidente en las frecuencias predominantes de múltiples forzamientos climáticos (Fig. 4.9), y la aparición del ENSO como fuente principal de variabilidad climática (Fig. 4.10). En ese momento el clima del Holoceno estaba experimentando su mayor transformación y el Atlántico Norte mostraba su aumento más sostenido en la actividad de los icebergs, según las proxies de restos de hielo (Bond et al. 2001; Fig. 4.11). Después de los ECAs de 6,8 y 6,3 kyr, la actividad de los icebergs no volvió a valores más bajos, y continuó aumentando durante casi dos milenios a través del ECA de 5,5 kyr, hasta el ECA de 5,2 kyr. Sólo después de este importante evento (ver más abajo), la actividad de los icebergs disminuyó a niveles basales, según los proxies (Fig. 4.11). Este patrón es reproducido por los niveles de metano medidos en los núcleos de hielo del GRIP (Blunier et al. 1995; Fig. 4.11), que muestran un descenso correspondiente del metano atmosférico en cada ACE. Tras el ACE de 5,2 kr los niveles de metano no sólo se recuperaron parcialmente, sino que el metano cambió su tendencia a largo plazo en respuesta al cambio climático del MHT. En el registro GRIP, el metano alcanzó su concentración más baja del Holoceno en 5160 BP y a partir de entonces comenzó a aumentar. Según Singarayer et al. (2011), y de acuerdo con los profundos cambios climáticos del MHT discutidos, el aumento del metano fue causado por los cambios orbitales descritos que dieron lugar a un aumento de las precipitaciones sobre las zonas tropicales del sur.

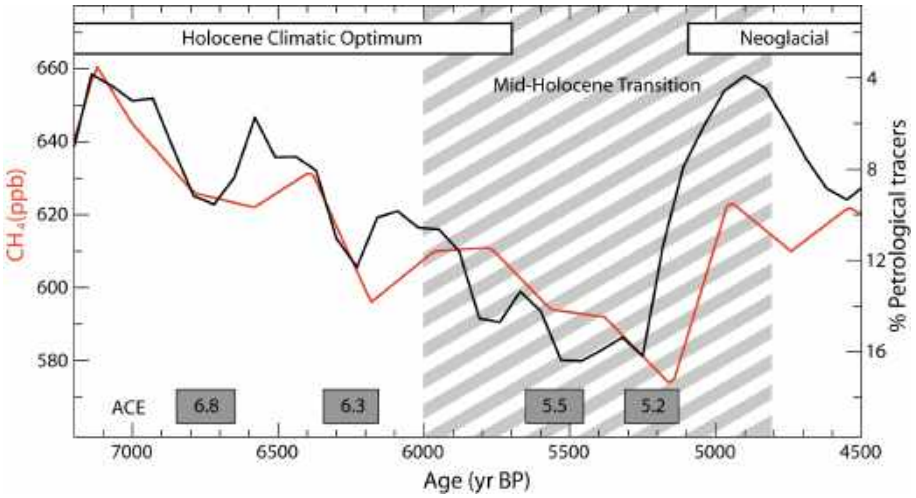


Fig. 4.11 Compromiso climático en la Transición del Holoceno Medio
Tras la ECA de 6,3 kr, los registros proxy de icebergs en el Atlántico Norte indican una falta de recuperación de los niveles elevados (trazadores petrológicos de hielo; curva negra, escala derecha). El aumento de la actividad de los icebergs, sugestivo de enfriamiento, continuó hasta el ACE de 5,2 kyr. Se vio acompañado por un descenso de los niveles de metano del Holoceno (partes por billón del núcleo de hielo GRIP; curva roja, escala izquierda). Según Bond et al. (2001) y Blunier et al. (1995).

El MHT fue el cambio climático más importante del Holoceno, y alcanzó su culminación en el 5.2-kyr ACE. La Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Cuaternario decidió en 2018 proponer una subdivisión del Holoceno según criterios climáticos. Produce estupor que ignoraran el MHT y eligieran en su lugar el 4.2-kyr ACE (ver Secc. 7.6). El 4.2-kyr ACE es un evento regional que afectó principalmente a la zona que rodea el Océano Índico, con un efecto notable en la banda subtropical del Hemisferio Norte, y prácticamente sin efecto en el resto. El 4.2-kyr ACE no dejó consecuencias climáticas globales. No cambió el clima del planeta de forma perceptible. La elección de un evento climático tan poco importante hace sospechar que la subcomisión sólo quería dividir el Holoceno de 12 años en tres periodos de 4 años para utilizar los términos

temprano, medio y tardío, y eligió los ECA de 8,2 y 4,2 años como puntos de corte convenientes. Difícilmente una decisión científica rigurosa después de 10 años reflexionando sobre la cuestión.

4.6 El periodo neoglaciar

Neoglaciación fue el término acuñado para describir el avance global de los glaciares tras el HCO que François Matthes identificó en la década de 1940. El crecimiento de los glaciares se debió a cambios en la insolación impulsados por la órbita. Aunque la variabilidad de las condiciones locales provocó que el periodo Neoglaciar comenzara en momentos diferentes en las distintas zonas glaciológicas, en general se coincide en que empezó hace unos 5000 años AP en las latitudes septentrionales altas (Geirsdóttir et al. 2019), y también hay pruebas de los trópicos y del hemisferio sur que apoyan esa fecha (Thompson et al. 2006). Los glaciares fluctuaron con grandes avances glaciares seguidos de retrocesos glaciares más cortos, culminando en la LIA cuando los glaciares a nivel mundial alcanzaron su máxima extensión del Holoceno (Fig. 4.12). La Neoglaciación se caracterizó por un enfriamiento global, ya que las temperaturas respondieron más a la disminución del forzamiento solar debido a cambios en la insolación orbital que al aumento del forzamiento de los GEI. Los avances de los glaciares centuriados parecen reconstruir la evolución general de la temperatura durante el Holoceno, y muestran una clara correspondencia con los eventos de enfriamiento conocidos (comparar Fig. 4.12a y b), prestando un fuerte apoyo al enigma de la temperatura del Holoceno. Los cambios de temperatura durante el Holoceno no parecen seguir los cambios de CO_2 . Esto está fuertemente apoyado por las grandes perturbaciones implícitas en el contenido de calor del océano y el balance energético de la Tierra en desacuerdo con las muy pequeñas anomalías de forzamiento radiativo de los GEI a lo largo del Holoceno (Rosenthal et al. 2017).

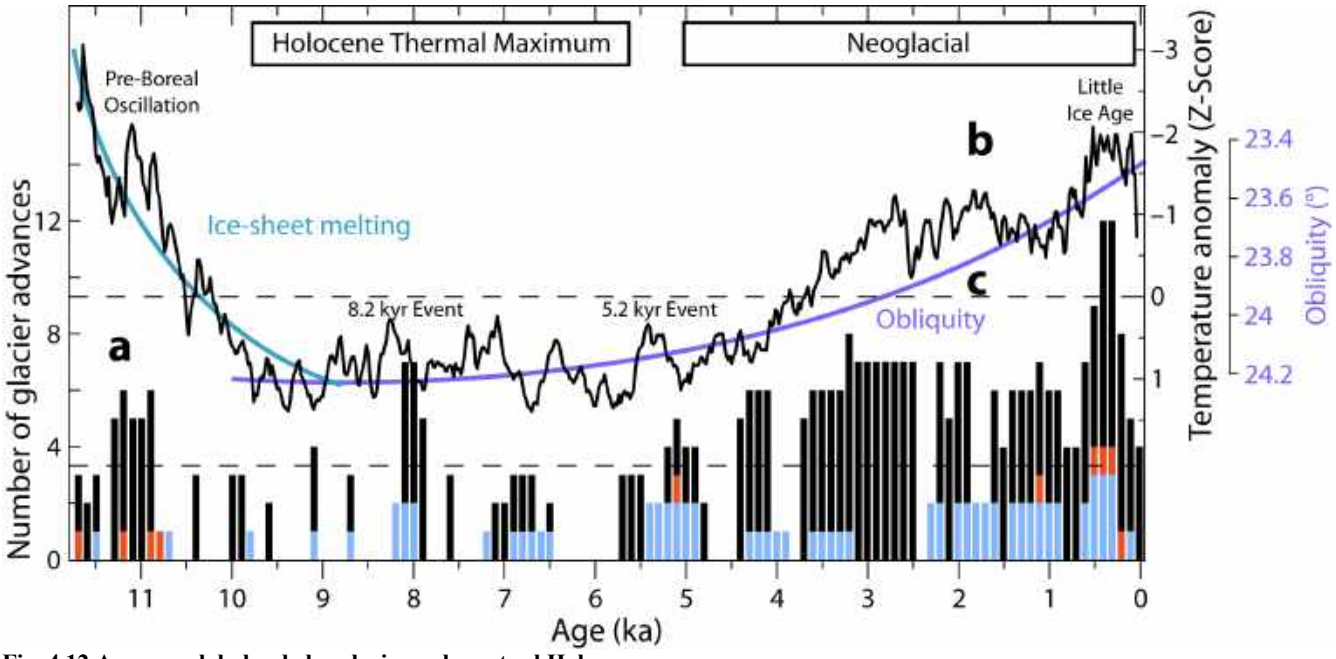


Fig. 4.12 Avances globales de los glaciares durante el Holoceno
Número de áreas que muestran avances glaciares por cada siglo durante el Holoceno frente a cambios de temperatura. **a)** Los glaciares mundiales fueron distribuidos por Solomina et al. (2015) entre 17 áreas geográficas. 12 pertenecientes al Hemisferio Norte se representan en negro, 4 del Hemisferio Sur en azul claro y uno para las Latitudes Bajas en naranja. Para una representación geográfica de los glaciares incluidos en cada zona, véase la figura 1 en Solomina et al. (2015). Las barras de color (escala izquierda) representan el número de avances glaciares por siglo para cada zona. Línea discontinua inferior, promedio de avances glaciares centuriados del Holoceno. Según Solomina et al. (2015). **b)** Curva negra, reconstrucción de la temperatura del Holoceno (invertida; escala interior derecha), como en la Fig. 4.4. Algunos periodos o eventos de enfriamiento bien conocidos se indican con sus nombres aceptados. El periodo afectado por el deshielo de las capas de hielo extraárticas se indica en color aguamarina. El periodo Neoglaciar se caracteriza por avances glaciares generalizados que tienen lugar coincidiendo con la disminución del forzamiento solar del Hemisferio Norte**. c)** Cambios invertidos en la oblicuidad.

Los episodios de enfriamiento durante el HCO, como el ACE de 8,2 kyr, fueron seguidos de una recuperación completa de las temperaturas y, a escala mundial, los glaciares alcanzaron su extensión mínima del Holoceno en la mayoría de las zonas entre 6-5,5 kyr BP. Sin embargo, existen pruebas de que el mundo no se recuperó completamente de los enfriamientos que tuvieron lugar entre 5,6 y 5,1 kyr BP, iniciando la Neoglaciación. Esta inversión climática de mediados del Holoceno se ha registrado globalmente en múltiples proxies, tanto en forma de descenso de la temperatura como de cambios hidrológicos (Magny & Haas 2004; Thompson et al. 2006). Aunque todo el sexto milenio BP tuvo un clima muy desafiante en comparación

con los milenios anteriores, el episodio de enfriamiento que tuvo lugar a los 5,2 kyr BP fue especialmente abrupto (Fig. 4.13, Thompson et al. 2006). Debido al cambio contemporáneo del régimen climático y de la temperatura global, algunas regiones se volvieron más frías y secas, mientras que otras se volvieron más frías y húmedas, dando lugar a un rápido avance glaciar global que sepultó restos orgánicos, como la planta del glaciar de Quelccaya (*Distichia muscoides*, Perú), el tronco de árbol enraizado del glaciar South-Cascade (Estado de Washington) y el hombre de hielo de los Alpes de Ötztal, que han permanecido continuamente congelados hasta el calentamiento global actual (Thompson et al. 2006).

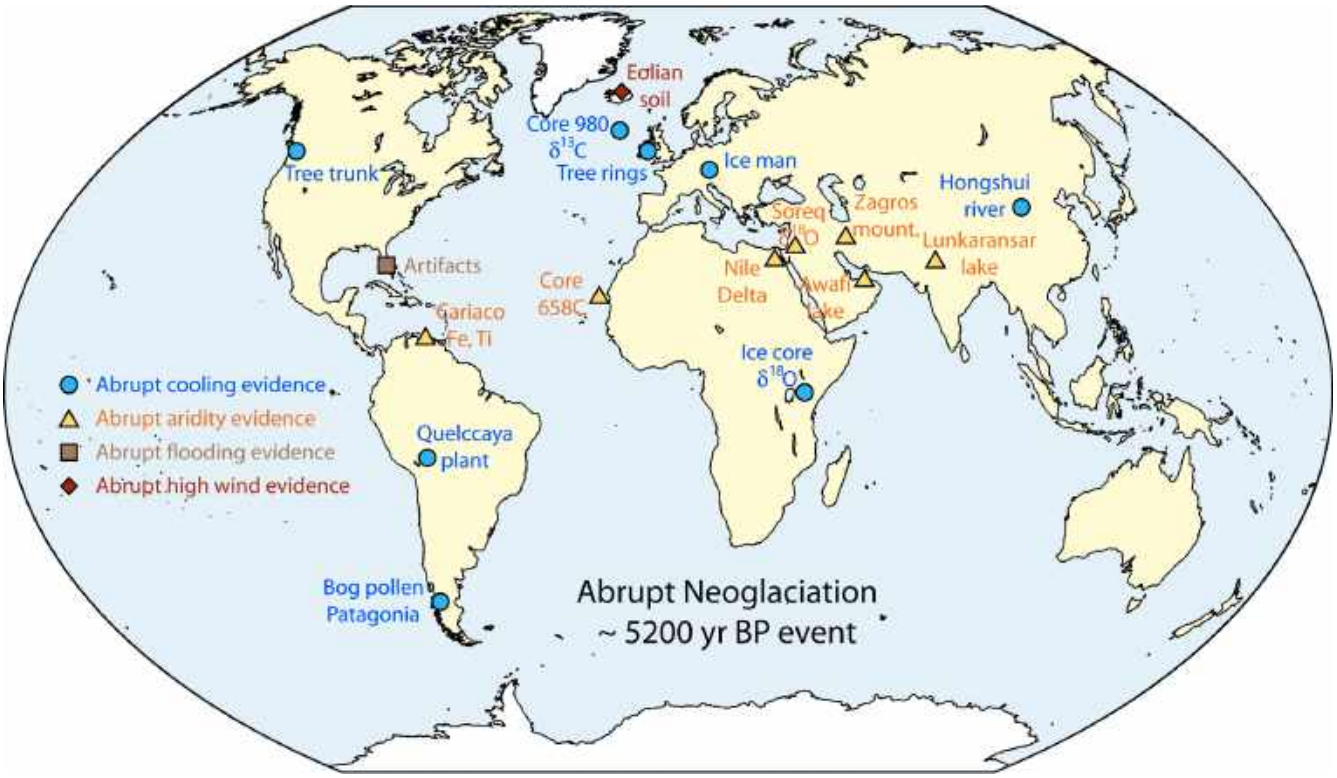


Fig. 4.13 Evidencia de un evento global abrupto de frío y aridez en 5,2 kyr BP
Localización en latitudes altas y bajas de las pruebas indirectas de un cambio climático abrupto hacia 5.200 años AP. Evidencia de enfriamiento abrupto (círculos), aridez (triángulos), inundación (cuadrado) y vientos fuertes (rombo). Tronco de árbol enraizado en el glaciar South-Cascade (Estado de Washington); restos y artefactos en el Little Salt Spring (Florida); concentración de metales (Fe, Ti) en la cuenca del Cariaco en el yacimiento ODP 1002; *Distichia muscoides* (*Juncaceae*), planta de humedal enterrada por el hielo del glaciar Quelccaya, datada en 5.138 ±45 años BP; registros de polen de ciénaga de cambios rápidos y drásticos de vegetación en Isla Santa Inés (Chile); registro de suelo eólico de Hólmsá (Islandia); núcleo bentónico del Atlántico Norte en el yacimiento ODP 980; registros dendrocronológicos de robles irlandeses y de Lancashire con algunos de sus anillos más estrechos durante la década de 3.195 a.C.; Ötzi, el hombre de hielo del sur del Tirol; registro palinológico del núcleo S53 de la laguna de Burullus (delta del Nilo); espeleotema de la cueva de Soreq (Israel); núcleo 658C de la costa mauritana; registro del núcleo de hielo del Kilimanjaro; sedimentos del lago seco Awafi en el SE de Arabia; sedimentos del lago Mirabad en los montes Zagros (Irán); sedimentos del lago seco Lunkaransar en el NO de la India; sección sedimentaria a lo largo del río Hongshui, en el sur del desierto de Tengger, NO de China. De múltiples fuentes, algunas referenciadas en Thompson et al. (2006).

Coincidiendo con el brusco enfriamiento y los cambios hidrológicos de c. 5.200 años AP, los estudios arqueológicos apoyan un patrón general de asentamientos humanos neolíticos abandonados en varias zonas, incluidos los Andes y todo el Mediterráneo oriental, lo que indica una crisis climática generalizada que marca la transición del Calcolítico a principios de la Edad del Bronce (Weninger et al. 2009; véase el Cap. 6).

4.7 Variabilidad climática del Holoceno

El Último Máximo Glacial y el HCO constituyen dos estados metaestables extremos, separados por sólo 10.000 años, que corresponden esencialmente a la misma cantidad y distribución de energía entrante procedente del Sol. La principal diferencia entre ambos estados radica en la redistribución y el aprovechamiento mínimo o máximo de esa energía por el planeta. Esta diferencia se debe a la configuración orbital, la disposición tectónica, el albedo del hielo y las nubes, la respuesta océano-atmosférica y la retroalimentación biológica. Dado que constituyen estados climáticos radicalmente distintos, la naturaleza de los cambios climáticos bruscos también es diferente en ambos estados. La variabilidad glaciar se produce principalmente en forma de episodios de calentamiento (eventos Dansgaard-Oeschger; Fig. 4.14), mientras que la variabilidad interglaciar

procede de episodios de enfriamiento (eventos Bond; Fig. 4.14). No hay cambios bruscos de calentamiento global en el Holoceno una vez alcanzado el máximo térmico, sólo eventos de enfriamiento seguidos de recuperación.

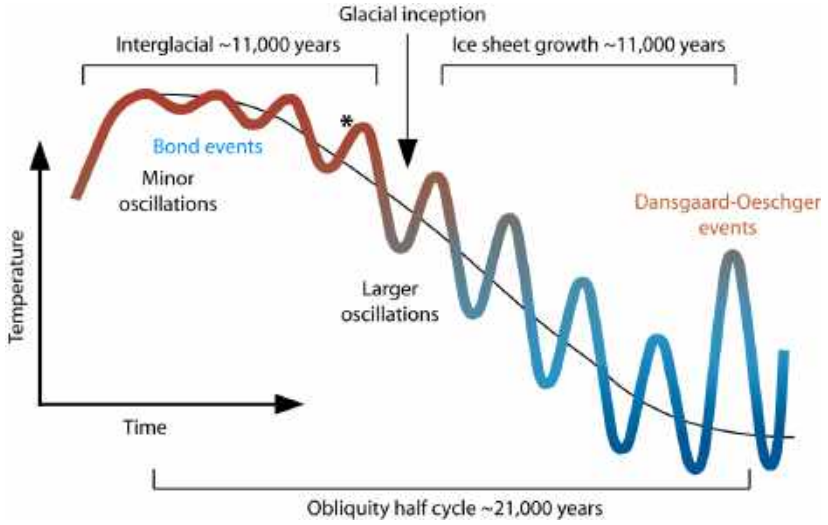


Fig. 4.14 Naturaleza de las oscilaciones climáticas durante la Edad de Hielo
Las oscilaciones durante un interglaciar son más pequeñas y de naturaleza refrescante (eventos Bond), y las oscilaciones se hacen más grandes cuanto más fría se vuelve la temperatura. Durante el periodo glacial las oscilaciones son muy grandes y de naturaleza de calentamiento (eventos Dansgaard-Oeschger). La línea negra representa el ciclo de oblicuidad. Un asterisco marca la posición actual.

La otra característica destacada de los cambios climáticos bruscos del Holoceno en comparación con los cambios bruscos glaciares es su amplitud mucho menor (Fig. 4.14). Se ha vuelto mucho más difícil identificar estos cambios porque su señal es mucho menor y más difícil de separar del ruido de la pequeña variabilidad climática de alta frecuencia. Esto ha creado mucha confusión sobre la naturaleza y las causas de los ACE del Holoceno y ha dado a muchos la falsa impresión de que el Holoceno se caracteriza por largos periodos de estabilidad climática. Nada más lejos de la realidad. El Holoceno es un periodo de cambios climáticos casi constantes, siendo la estabilidad climática la excepción.

En 1968, el climatólogo J. Roger Bray reconoció varios episodios importantes de enfriamiento en el pasado y los atribuyó a un ciclo solar. *"Una combinación de información geofísica, biológica y glaciológica apoya la idea de un ciclo solar de 2.600 años"* (Bray 1968). Posteriormente, se identificó una periodicidad solar espuria de unos 2.300 años en los registros cosmogénicos solares y se denominó erróneamente ciclo de Hallstatt, mientras que debería llamarse ciclo de Bray e identificarse correctamente como de unos 2.500 años de duración. Desde el informe de Bray, otros investigadores han confirmado la recurrencia de climas más fríos con una periodicidad de unos 2.400-2.600 años mediante diferentes técnicas, morrenas glaciares, anchuras de anillos de árboles sensibles a la temperatura, e isótopos $\delta^{18}O$ y análisis químicos de sales marinas y polvo en núcleos de hielo (O'Brien et al. 1995). La mayoría de los investigadores también atribuyen un origen solar a este ciclo climático, ya que sus periodos de enfriamiento coinciden con periodos de alta formación de $^{\Delta(14)}C$, que están asociados a una baja actividad solar.

Si se observan las reconstrucciones de las temperaturas indirectas, los grandes avances de los glaciares mundiales y otros indicadores climáticos indirectos, es fácil reconocer los grandes cambios bruscos de enfriamiento del Holoceno. Roger Bray identificó episodios de enfriamiento en 0,4, 2,8, 5,5, 8,2 y 10,2 kyr BP hace más de 45 años (Fig. 4.15). Estos episodios nos dan un espaciado medio de c. 2500 años y, al mismo tiempo, definen los principales estados climáticos del Holoceno.

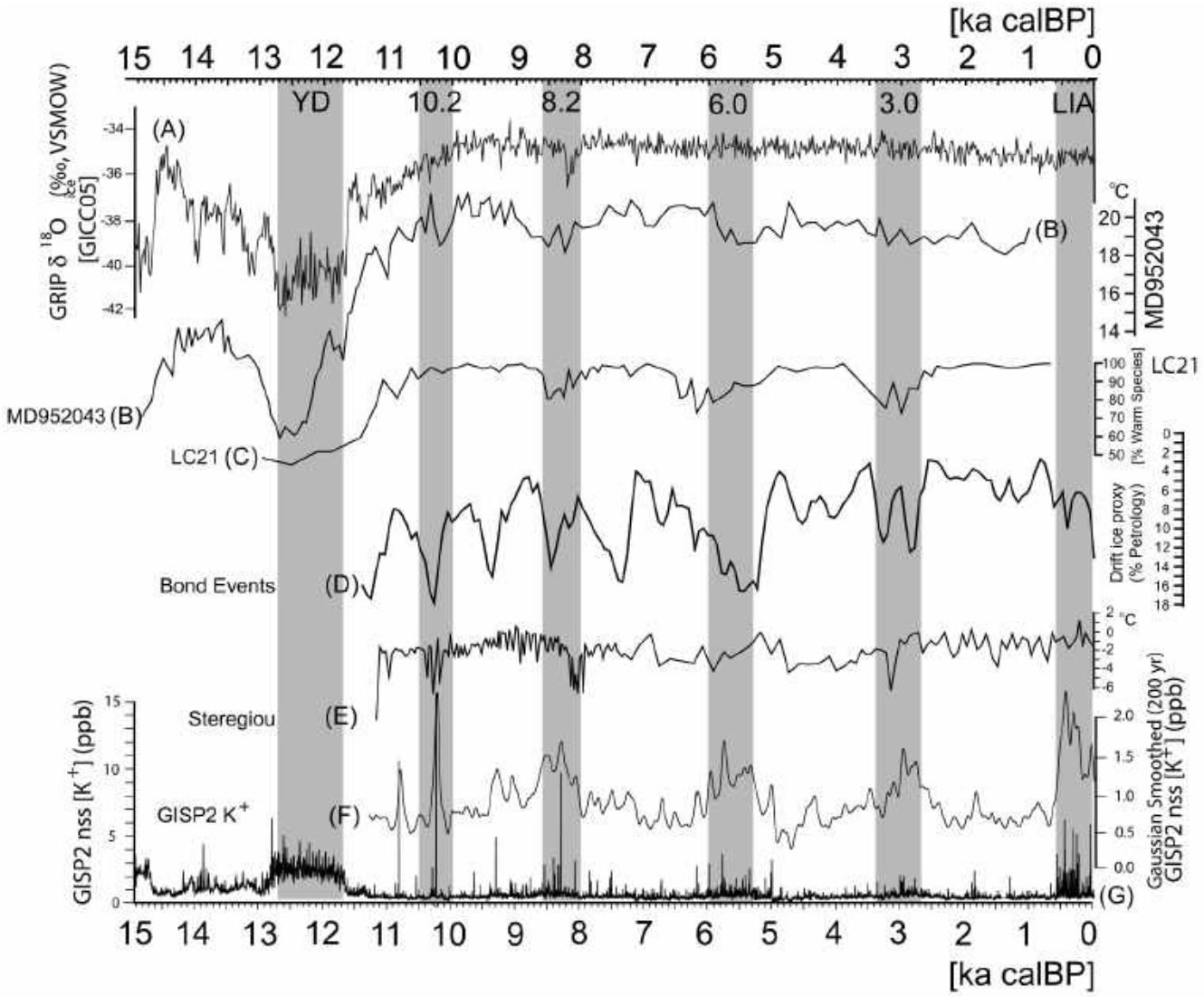


Fig. 4.15 Registros paleoclimáticos del Hemisferio Norte que muestran los principales episodios de cambios climáticos bruscos del Holoceno

A) Núcleo de hielo GISP2 de Groenlandia $\delta^{(18)}O$. **B)** Núcleo MD95-2043 del Mediterráneo occidental (margen ibérico), temperatura de la superficie del mar (TSM) C37 alkenonas. **C**) Núcleo del Mediterráneo oriental LC21 (SST) fauna. **D**) Serie Bond del Atlántico Norte de trazadores petrológicos apilados de hielo a la deriva. **E**) Rumanía (Steregoiu), temperatura media anual del mes más frío. **F**) Gaussian smoothed (200 year) GISP2 potassium (non-sea salt) ion proxy for the Siberian High pressure system. **G)** Potasio (no sal marina) GISP2 de alta resolución. Obsérvese que los principales ACEs del Holoceno son eventos de enfriamiento. Reproducido de Weninger et al. (2009), con permiso del autor. © Weninger et al. (2009).

El ciclo de Bray delimita cinco periodos que se corresponden aproximadamente con la secuencia de Blytt-Sernander. Los cambios en la vegetación sugieren que constituyen estados climáticos distintivos establecidos por las condiciones de insolación de los ciclos de oblicuidad y precesión (Fig. 4.16). Cada enfriamiento brusco del ciclo de Bray constituiría un punto de inflexión en los cambios graduales de insolación y el mundo se asentaría en un estado climático diferente tras recuperarse. Acabamos de iniciar un sexto periodo con el nombre propuesto de Antropoceno, que debería durar unos 2.200 años, hasta aproximadamente el 4.200 d.C. Cada uno de los últimos cinco periodos (desde hace 10,2 kyr) comenzó con un calentamiento global como recuperación de las temperaturas deprimidas de las oscilaciones de enfriamiento que separan los periodos.

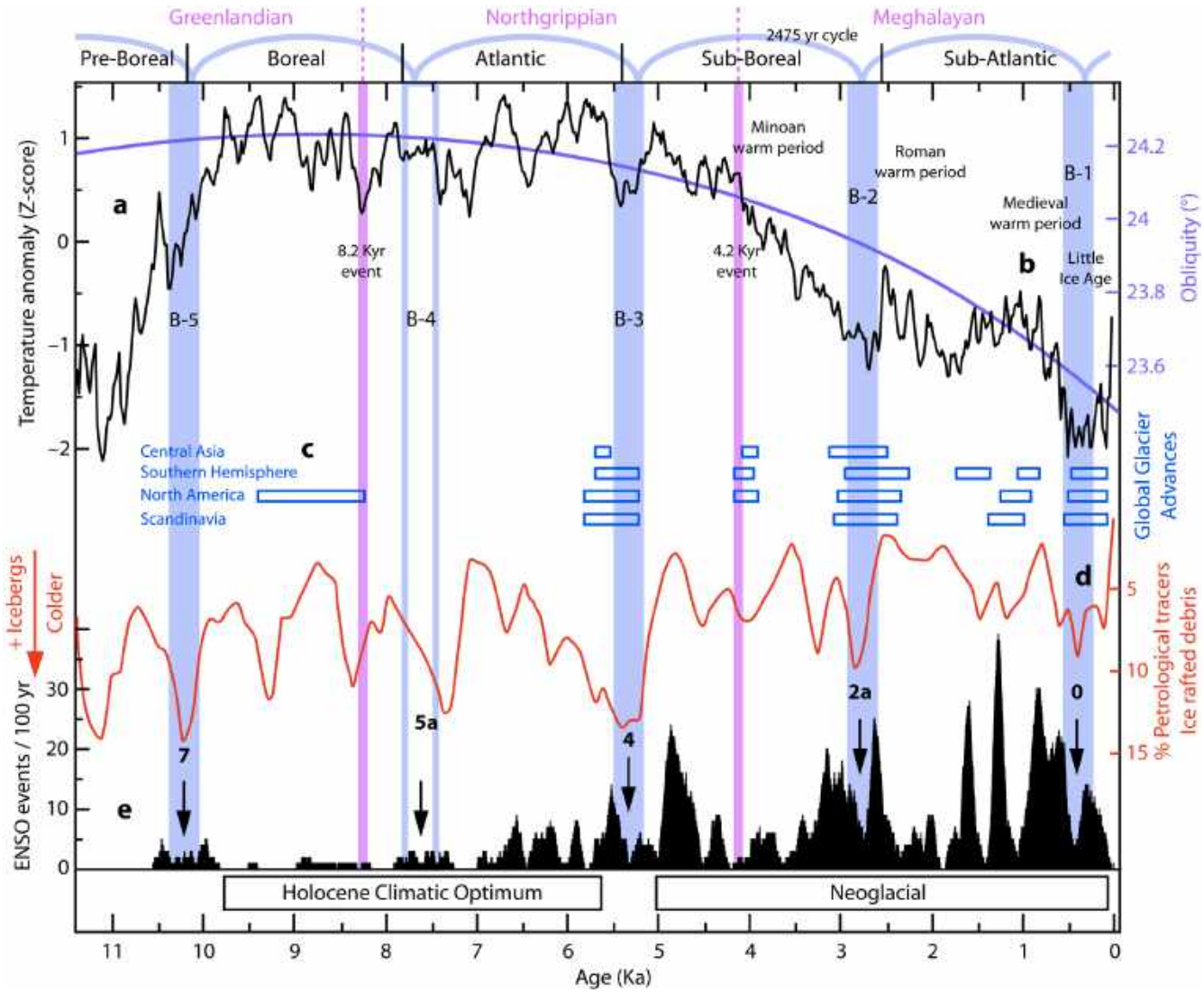


Fig. 4.16 Principales periodos del Holoceno fijados por la oblicuidad y el ciclo de Bray de hace unos 2500 años
a) Reconstrucción de la temperatura global a partir de 73 proxies con anomalía de temperatura expresada como Z-score (distancia a la media en desviaciones estándar). **b)** Ciclo de oblicuidad del eje terrestre. **c)** Principales periodos de avance de los glaciares regionales y globales según Mayewski et al. (2004) y referencias. **d**) Apilamiento de restos de hielo (invertido) de cuatro núcleos de sedimentos del Atlántico Norte como indicador de la actividad de los icebergs y de los fenómenos fríos, según Bond et al. (2001). **e)** Frecuencia de los fenómenos ENOS determinada a partir de un núcleo de lago glaciar en los Andes peruanos, según Moy et al. (2002). Barras verticales azules (B-1 a 5), oscilaciones de enfriamiento que forman parte del ciclo Bray de unos 2.500 años. La barra vacía (B-4) indica una oscilación de bajo efecto. Las estrechas barras verticales rosas, el evento de enfriamiento de 8,2 años coincidente con el estallido del lago Agassiz y el evento árido-frío de 4,2 años, definen las etapas groenlandiana, northgrippiana y meghalaya (en la parte superior). Los arcos de la parte superior constituyen un marcador periódico de 2475 años regularmente espaciado. Debajo de los arcos se muestra la subdivisión climática de alta latitud norte de Blytt-Sernander. Los números en negrita corresponden a eventos Bond que coinciden con las oscilaciones frías del ciclo de Bray. Las flechas verticales muestran la coincidencia de los mínimos del ciclo de Bray con la supresión de la actividad ENOS. Se han indicado algunos periodos climáticos históricos.

4.8 Fenómenos Bond y otros fenómenos climáticos bruscos

Además de los grandes eventos de enfriamiento del ciclo de Bray, durante el Holoceno han tenido lugar otros ACEs de enfriamiento, que han sido detectados en numerosos proxies, pero particularmente en la serie de eventos de Bond. La cantidad de trazadores petrológicos detríticos transportados por icebergs y depositados en el cinturón de escombros de hielo (una región atlántica entre 40-50° N) aumenta enormemente durante los episodios de advección hacia el sur y el este de aguas superficiales frías y hielo a la deriva de los mares Nórdico y del Labrador (Bond et al. 2001; Fig. 4.17a). Este proxy sensible ha registrado la mayoría de los episodios fríos del Holoceno, con una resolución de 50 años.

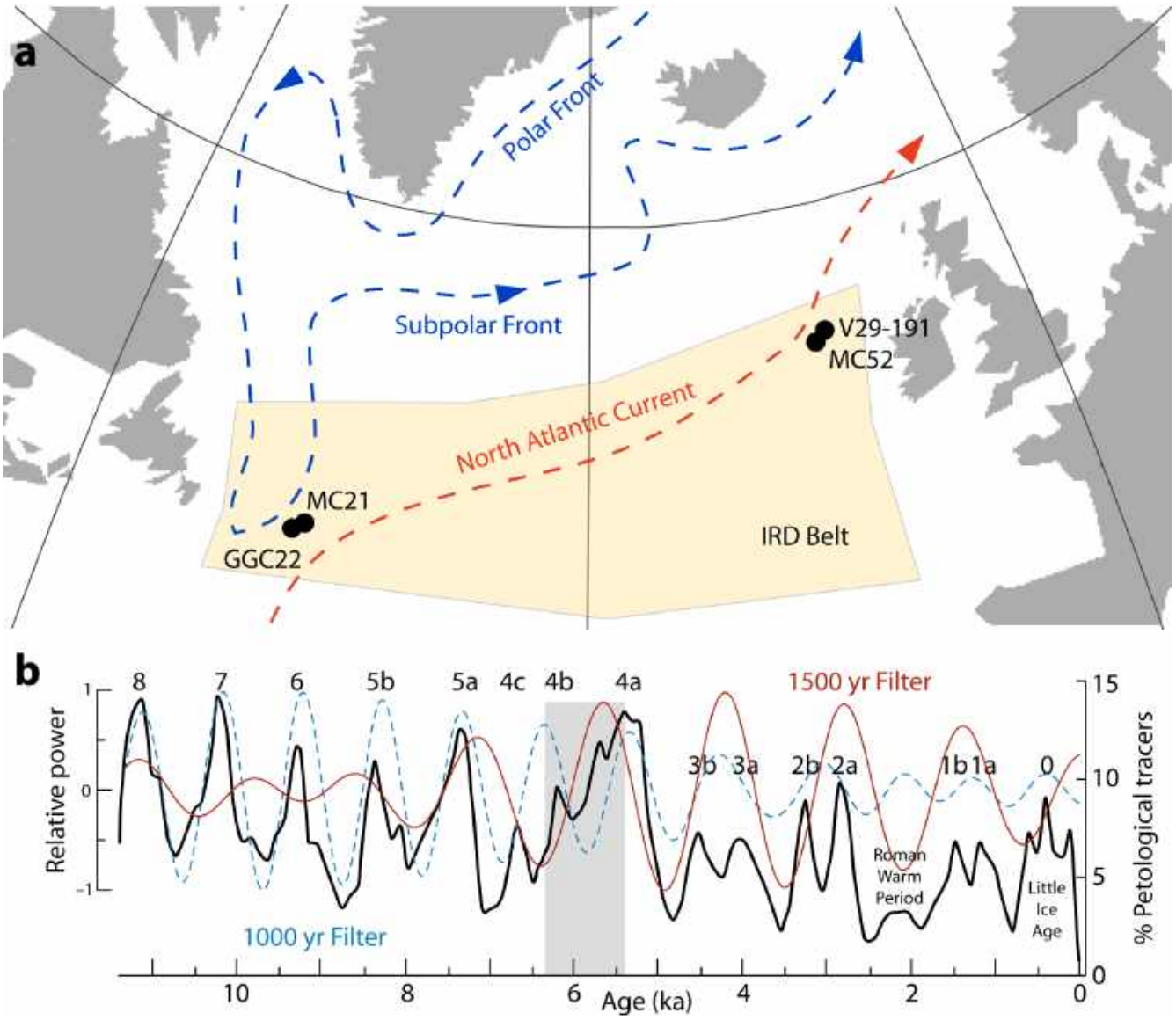


Fig. 4.17 Los eventos de Bond constituyen un registro de eventos fríos durante el Holoceno
a) Mapa de los puntos de extracción de testigos del Atlántico Norte. Los eventos de Bond representan periodos de mayor deposición de trazadores petrológicos por el hielo a la deriva en las localizaciones de los testigos (puntos negros) dentro del cinturón de restos de hielo (IRD, recuadro amarillo/gris claro). Se interpretan como periodos de aguas superficiales más frías y heladas desplazadas hacia el este desde el mar de Labrador y hacia el sur desde los mares nórdicos. **b)** El registro holoceno de la actividad de los icebergs (curva negra) es una pila de los cuatro testigos que muestra el registro combinado de granos teñidos de hematites, carbonato detrítico y vidrio volcánico islandés. El último periodo de hielo a la deriva corresponde a la Pequeña Edad de Hielo, y otros periodos climáticos conocidos del pasado pueden correlacionarse con este registro. El Holoceno temprano muestra claramente una periodicidad de 1.000 años, como muestra un filtro de banda pasante aplicado a la serie (curva azul discontinua). La periodicidad de 1500 años sólo aparece a partir de 6 kyr BP (curva continua roja). El ajuste a 1500 años es problemático ya que requiere considerar pares de picos como eventos individuales y algunos picos parecen seguir aún la periodicidad de 1000 años. Según Bond et al. (2001); Debret et al. (2007).

Gerard Bond intentó encajar los periodos de aumento del hielo a la deriva que identificó durante el Holoceno en un único ciclo relacionado con el ciclo de Dansgaard-Oeschger, haciendo dos suposiciones injustificadas: Que cada periodo de enfriamiento respondía a la misma causa, y que algunos picos bien resueltos separados por varios siglos a un milenio podían corresponder a un único evento frío. La evidencia, sin embargo, muestra que el HCO muestra una periodicidad milenaria en los eventos Bond, con picos aislados únicos separados por c. 1000 años, mientras que el periodo Neoglaciar muestra una imagen más compleja con múltiples picos no tan bien resueltos y un espaciado más irregular (Debret et al. 2007; Fig. 4.17). Está claro que la periodicidad mixta del registro de Bond refleja el cambio climático que tuvo lugar en el MHT desde un forzamiento principalmente solar a un forzamiento mixto solar y atmosférico-oceánico (Fig. 4.9), y por lo tanto se puede concluir que la primera suposición de Gerard Bond es incorrecta: los diferentes picos representan enfriamientos por diferentes causas, y por lo tanto no existe un ciclo de Bond en el Holoceno. Debemos rechazar también su segunda suposición y tratar

cada pico como un evento de enfriamiento diferente e intentar identificar la causa que lo originó. Debemos pasar de una serie de Bond de 8 eventos (más el número cero) en 12 kyr (un evento cada 1500 años), a una serie de al menos 15 eventos fríos con una mezcla de periodicidades durante el Holoceno.

Los mínimos del ciclo Bray de c. 2500 años, el principal ciclo climático durante el Holoceno, corresponden a los eventos Bond 7, 5a, 4a, 2a y 0. Estos eventos no sólo muestran una edad correspondiente y una periodicidad correcta, sino que también constituyen los picos de trazadores petrológicos más altos para cada periodo de 2500 años, lo que sugiere que fueron los periodos de enfriamiento más fuertes en cada momento, como también apoyan las pruebas glaciológicas, biológicas y geofísicas.

Las evidencias paleoclimáticas apoyan la existencia de periodos de cambio climático intenso (ACEs), que han dejado su huella en múltiples proxies climáticos de muy distinta naturaleza (Fig. 4.15). Para estudiarlos lo mejor es correlacionar proxies largos de distinta naturaleza climática (Fig. 4.18). La serie Bond de trazadores petrológicos de hielo apilados es un registro sensible de los ECA de enfriamiento que afectaron a la actividad de los icebergs en el Atlántico Norte (Fig. 4.18a). El metano es producido naturalmente por los humedales boreales del norte y los humedales subtropicales de ambos hemisferios que son sensibles a los patrones cambiantes de precipitación (Fig. 4.18b). El área de drenaje del Mar Muerto, uno de los mayores sistemas hidrológicos de Oriente Medio, recibe precipitaciones de la trayectoria de tormentas del Atlántico Norte y del Mediterráneo Oriental y es un pluviómetro para Oriente Medio (Fig. 4.18c). El Monzón Asiático es impulsado por cambios estacionales en la diferencia de temperatura tierra-océano, y por lo tanto es sensible a cambios en el gradiente de temperatura latitudinal que responde principalmente (pero no exclusivamente) a cambios en el gradiente de insolación latitudinal (Fig. 4.18d). La combinación de estos cuatro proxies climáticos permite identificar más de 20 ACEs durante el Holoceno (tabla 4.1). Por término medio han tenido lugar un mínimo de dos ECAs por milenio. Dado que los ECA tienen una duración media de un par de siglos, el clima estuvo experimentando un ECA o recuperándose de él entre un tercio y la mitad del Holoceno. El clima del Holoceno no ha sido estable.

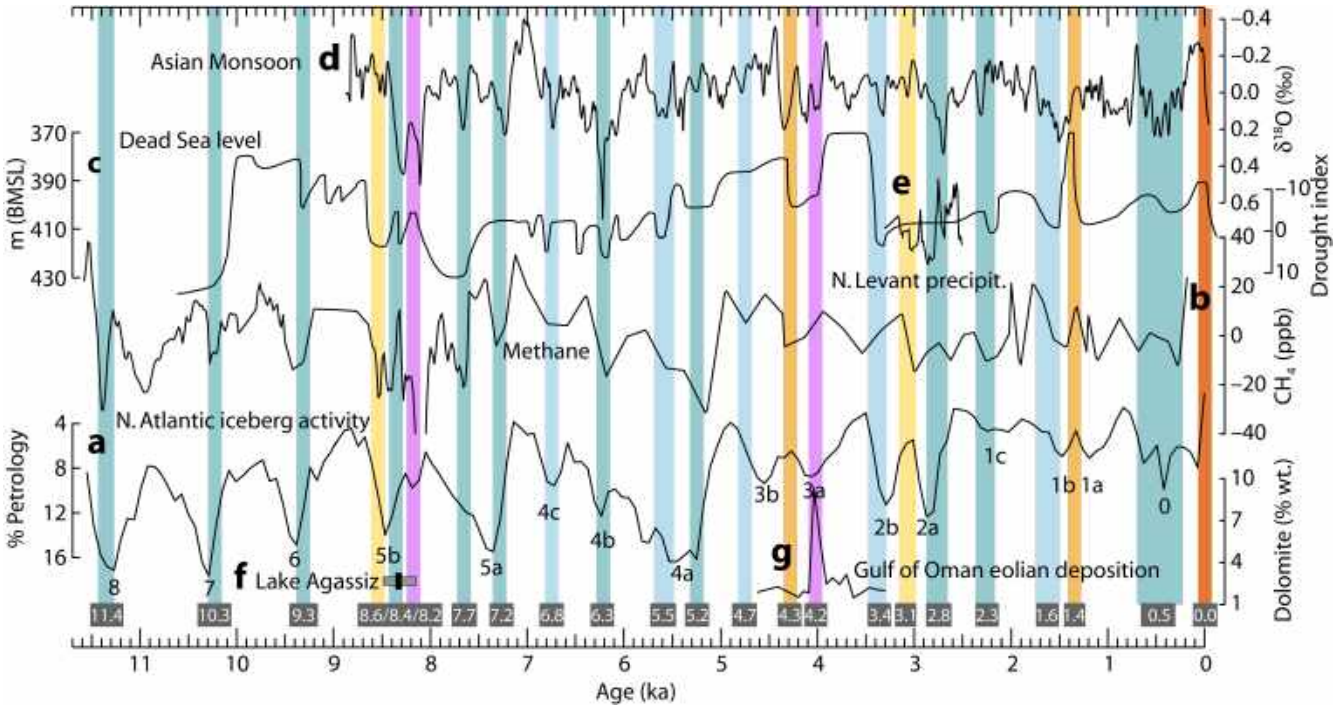


Fig. 4.18 Eventos climáticos bruscos durante el Holoceno

a) Pila destendida de abundancia de trazadores petrológicos en cuatro núcleos bentónicos diferentes del Atlántico Norte como proxy de la deposición de hielo y de la actividad de los icebergs. Se trata de un proxy sensible a los eventos fríos que afectaron a la región del Atlántico Norte. Según Bond et al. (2001). **b)** Registro de metano de Groenlandia de tendencia decreciente construido combinando un registro de 180-7620 BP y 8680-9500 BP de GRIP según Blunier et al. (1995), un registro de 7640-8660 BP de GISP2 según Kobashi et al. (2007), y un registro de 9520-11580 BP de NEEM según Chappellaz et al. (2013). El registro se trunca en -40 ppb, habiendo alcanzado valores de -76 ppb en 8160 BP. Es un proxy sensible a los cambios en los patrones de precipitación global. **c)** Nivel del Mar Muerto en metros por debajo del nivel medio del mar. Según Migowski et al. (2006). Es un indicador sensible de la trayectoria de las tormentas del Atlántico Norte y de los niveles de precipitaciones en Oriente Medio. **d)** Abundancia relativa de isótopos $\delta^{18}O$ con tendencia descendente en el espeleotema DA de la estalagmita de la cueva de Dongge (China), como registro indirecto del monzón asiático. Según Wang et al. (2005). Se trata de un proxy sensible a los cambios en el Monzón Asiático que refleja cambios en los patrones de diferencia de temperatura terrestre y oceánica. **e)** Un registro de precipitaciones del Levante Norte identifica una sequía de 300 años que fue un factor causal del Colapso del Bronce Tardío que afectó a las zonas del Mediterráneo Oriental y el Mar Negro y que también se refleja en proxies globales o hemisféricos. Según Kaniewski et al. (2015). **f)** Datación del estallido del lago Agassiz-Ojibway. Según Lewis et al. (2012). **g)**

Abundancia de dolomita en el registro de deposición eólica del Golfo de Omán, como proxy de la aridez mesopotámica. Según Cullen et al. (2000). Las barras verticales identifican periodos de cambios significativos en varios de los proxies, la mayoría de los cuales corresponden a ACEs previamente identificados, codificados por colores según las causas inferidas, tal y como se indica en la tabla 4.1. Los recuadros grises oscuros de la parte inferior indican sus causas aproximadas. Los recuadros grises oscuros de la parte inferior indican sus fechas aproximadas en ka.

La tabla 4.1 es una lista de las 23 ACEs del Holoceno identificadas a partir de los proxies seleccionados que se muestran en la figura 4.18. Es evidente que sólo se trata de una lista parcial, ya que hay una ausencia notable de eventos de calentamiento y los eventos del Holoceno temprano están infrarrepresentados. Un estudio más detallado podría ayudar a determinar el significado climático de los periodos que muestran un Monzón Asiático significativamente reforzado y que a menudo se corresponden con picos en la producción de metano y depresiones en la actividad de los icebergs del Atlántico Norte. ¿Representan ACEs de naturaleza calentadora, o simplemente indican condiciones estables benignas que no duraron mucho? Este punto no se ha aclarado en la bibliografía, donde hay una notable ausencia de estudios sobre eventos de calentamiento del Holoceno. Una posibilidad ya mencionada es que los climas interglaciares y glaciares constituyan condiciones metaestables puntuadas por una variabilidad climática de signo contrario.

Date (ka BP)	Name	Tempera-ture effect (1)	Middle East precipitation (2)	Indian/Asian monsoon (3)	Methane (4)	Bond Event (5)	Proposed cause (6)	Periodicity (7)	Reference (8)
11.4	Pre-Boreal Oscillation	Cooling			Decrease	8	Low solar activity	1000	Björck et al. 1997
10.3	Boreal Oscillation 1	Cooling		Weaker	Decrease	7	Low solar activity	2500/1000	Björck et al. 2001
9.3	Boreal Oscillation 2	Cooling	Reduced	Weaker	Decrease	6	Low solar activity	1000	Zhang et al. 2018
8.6		Cooling	Reduced	Unaffected	Decrease	5b			Gavin et al. 2011
8.4		Cooling	Increased	Weaker	Increase	5b	Low solar activity	1000	Rohling & Pälike 2005
8.2	8.2 kyr ACE	Cooling	Increased	Weaker	Decrease	5b	Meltwater pulse		Lewis et al. 2012
7.7		Cooling	Increased	Weaker	Decrease	5a	Low solar activity	2500	Berger et al. 2016
7.2		Cooling	Unaffected	Weaker	Decrease	5a	Low solar activity	1000	Berger et al. 2016
6.8		Cooling	Reduced	Weaker	Decrease	4c			
6.3		Cooling	Reduced	Weaker	Decrease	4b	Low solar activity	1000	Fleitmann et al. 2007
5.5		Cooling	Reduced	Weaker	Decrease	4a			
5.2	5.2 kyr ACE	Cooling	Reduced	Unaffected	Decrease	4a	Low solar activity	2500/1000	Thompson et al. 2006
4.7		Cooling	Unaffected	Unaffected	Decrease	3b			
4.3		Warming?	Reduced	Weaker	Decrease				
4.2	4.2 kyr ACE	Cooling	Reduced	Weaker	Increase	3a	Impact? (9)		Cullen et al. 2000
3.4		Cooling	Reduced	Unaffected	Increase	2b			
3.1	Late Bronze ACE	Warming?	Reduced	Unaffected	Decrease				Kaniewski et al. 2015
2.8	2.8 kyr ACE	Cooling	Increased	Weaker	Increase	2a	Low solar activity	2500	Chambers et al. 2007
2.3		Cooling	Reduced	Weaker	Decrease	1c	Low solar activity	1000	
1.6	Dark Ages ACE	Cooling	Reduced	Weaker	Decrease	1b			Helama et al. 2017
1.4		Warming?	Increased	Unaffected	Increase				Helama et al. 2017
0.5	Little Ice Age	Cooling	Reduced	Weaker	Decrease	0	Low solar activity	2500/1000	
0.0	Global Warming	Warming	Reduced	Weaker	Increase		Greenhouse gases		

Tabla 4.1 Lista de eventos climáticos abruptos del Holoceno. ACEs identificados en la Fig. 4.18
(1) El efecto de la temperatura se deduce de los cambios sincrónicos en la actividad de los icebergs del Atlántico Norte, según Bond et al. (2001). **(2)** El efecto de las precipitaciones en Oriente Medio se deduce de los cambios sincrónicos en los niveles del Mar Muerto, según Migowski et al. (2006), excepto para el ACE de 3,1 años, según Kaniewski et al. (2015). **(3)** El efecto del Monzón Asiático se deduce de los cambios sincrónicos en la intensidad del Monzón Asiático, según Wang et al. (2005). Para los ECAs de 10,3 y 9,3 kyr el efecto sobre el Monzón de la India se deduce de los cambios en la intensidad del Monzón de la India según Fleitmann et al. (2007). **(4)** El efecto sobre el metano se deduce de los cambios sincrónicos en el registro reconstruido de metano de Groenlandia, tal y como se describe en el pie de foto de la Fig. 4.18. **(5)** La correspondencia con los eventos de Bond se establece a partir de la sincronía con los picos en el registro de Bond, según Bond et al. (2001). Como Gerard Bond sólo numeró ocho picos (más cero) de un total de unos 20, se han añadido letras a los números para identificar los picos correspondientes, como se muestra en la Fig. 4.18. **(6)** Una de las varias causas propuestas en la literatura que el autor considera como la más probable. **(7)** Se indica una periodicidad cuando la causa propuesta es la baja actividad solar y la fecha del ACE coincide con las periodicidades solares conocidas de 1000 y/o 2500 años (véanse los Capítulos 5 y 8). **(8)** Se proporciona una referencia que discute la evidencia específica para el ACE. No está disponible para todos los ACE identificados. Es innecesario para la LIA y el Calentamiento Global Moderno que han sido estudiados a fondo. **(9)** El ACE de 4,2 años constituye un

evento único en varios proxies que abarcan la mayor parte del Holoceno (Cullen et al. 2000; Thompson et al. 2002). Marie-Agnès Courty et al. han defendido un evento de polvo vinculado a un impacto (Courty et al. 2008; véase la sección 7.6).

4.9 Ciclos milenarios del Holoceno

En la tabla 4.1 se enumeran algunos ECA que varios autores han propuesto que pertenecen a periodicidades climáticas de escala milenaria. Ya hemos demostrado que las periodicidades también están presentes en el ciclo glaciar-interglaciar (véase el capítulo 2) y en el ciclo de Dansgaard-Oechsger (véase el capítulo 3). Está claro que la mayoría de los cambios climáticos de baja frecuencia y gran amplitud no se producen de forma caótica, sino principalmente a través de ciclos, cuasiciclos y oscilaciones que responden a cambios periódicos en los forzamientos que actúan sobre el sistema climático. La Figura 4.19 (adaptada de Maslin et al. 2001) muestra que estas periodicidades climáticas abarcan todo el espectro de la variación climática y que, en general, las periodicidades más largas producen mayores variaciones en el clima. Así, el cambio climático del Holoceno está dominado por la variabilidad periódica en la banda milenaria (banda gris, Fig. 4.19).

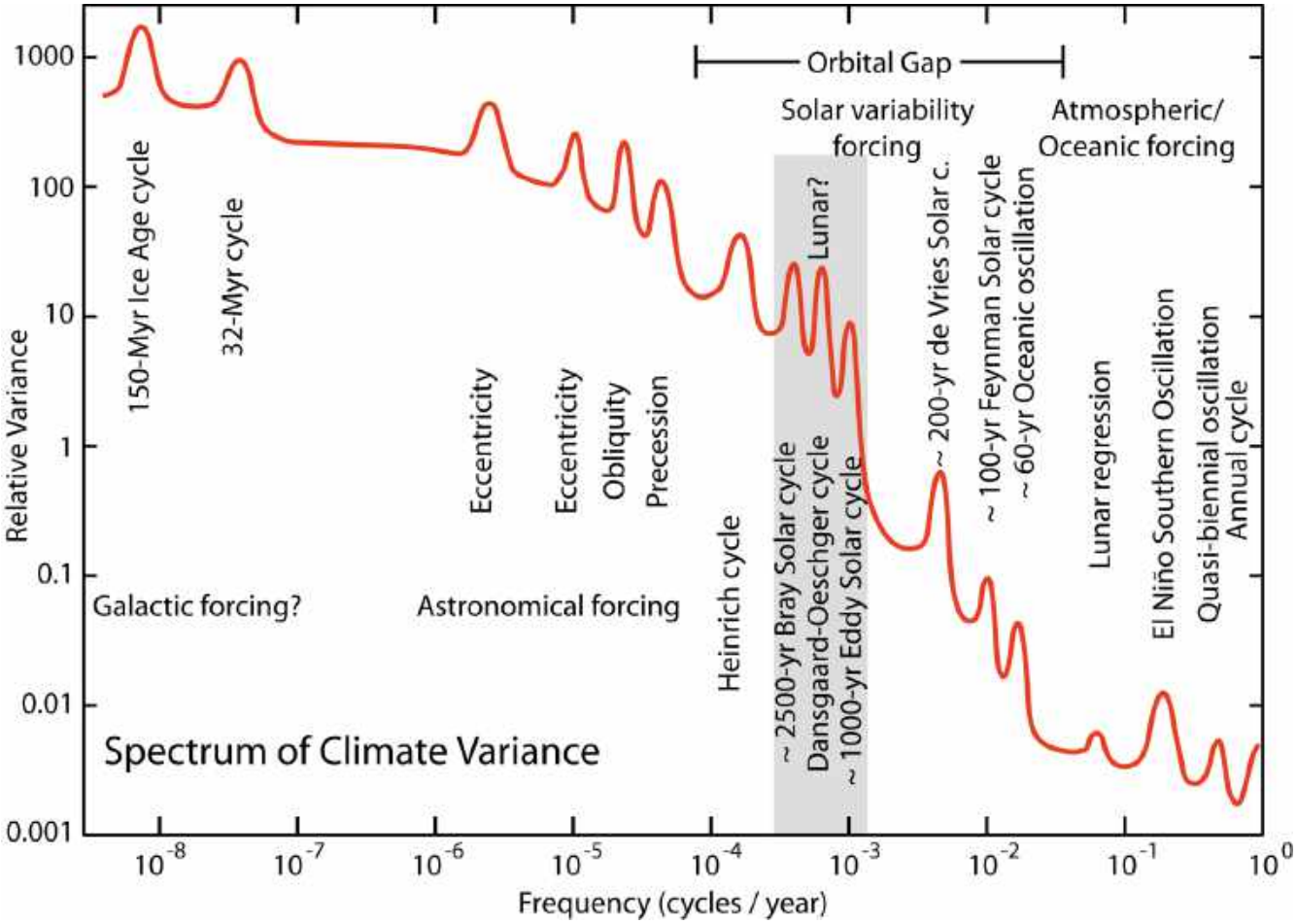


Fig. 4.19 Los ciclos climáticos y las periodicidades dominan el cambio climático en todas las escalas temporales
Espectro de la varianza climática que muestra los ciclos climáticos mejor estudiados y sus forzamientos propuestos, aunque algunos no son ampliamente aceptados. Los ciclos, cuasiciclos y oscilaciones periódicas se encuentran en todo el rango temporal, lo que indica que son una propiedad destacada de la variabilidad climática. Por regla general, cuanto menor es la frecuencia, más intensa es la variabilidad climática producida. El ciclo de la Edad de Hielo de 150 años ha producido tres glaciaciones y una edad fría en los últimos 450 millones de años. Se cree que se debe al cruce de los brazos galácticos por el sistema solar. El ciclo de 32 años ha producido dos ciclos durante la era Cenozoica, el primero terminó con la glaciación de la Antártida y el segundo con la actual Edad de Hielo del Cuaternario. Se propone que está causado por el desplazamiento vertical del sistema solar con respecto al plano galáctico. Los ciclos orbitales o de Milankovitch son los mejor estudiados, y entre ellos y el ciclo de regresión nodal lunar de 18,6 años se sitúa el intervalo orbital, en el que no se conoce ningún ciclo astronómico que afecte al clima. Nuestro conocimiento de este intervalo es muy insuficiente, a pesar de que los ciclos climáticos milenarios (banda gris) determinan la mayor parte de la variabilidad climática del Holoceno. La variabilidad climática a corto plazo está dominada por El Niño/Oscilación Austral. Según Maslin et al. (2001).

Dentro de la comunidad científica paleoclimatológica existe una aceptación generalizada de los ciclos milenarios durante el Holoceno porque sus efectos se observan en la mayoría de los proxies climáticos, y hay un amplio acuerdo sobre ciertas

periodicidades que se desprenden del análisis de frecuencias y están en fase a partir de múltiples proxies en diferentes lugares. Los climatólogos y astrofísicos de la era instrumental son, sin embargo, muy escépticos respecto a tales periodicidades porque no han recogido pruebas sobre estos ciclos largos en el corto tiempo de las observaciones instrumentales modernas, y carecemos de una comprensión adecuada de los mecanismos que generan la periodicidad y producen el efecto climático. Se hicieron objeciones similares a la teoría de la deriva continental de Alfred Wegener que, a pesar de las sólidas pruebas aportadas por la geografía, la geología, la paleontología y la biología, fue rechazada hasta que el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas pudo explicar cómo se desplazaban las placas, no los continentes.

Otra complicación surge porque algunas periodicidades climáticas no muestran el comportamiento de los ciclos propiamente dichos y presentan lagunas cuando la señal no puede detectarse en los datos. Ya observamos ese problema al revisar el ciclo de Dansgaard-Oeschger, en el que las oscilaciones dependen de un conjunto de condiciones en el nivel del mar, la temperatura y la oblicuidad para hacerse perceptibles, y parecen ser el resultado de dos periodicidades diferentes actuando simultáneamente. El análisis Wavelet de los ciclos climáticos milenarios durante el Holoceno muestra periodos en los que uno o varios de los ciclos actualmente operativos no aparecen en los datos. Como no conocemos bien los mecanismos de estos ciclos, no tenemos una explicación para este comportamiento. Y también tenemos que tener en cuenta la torpe naturaleza de la mayoría de los datos proxy climáticos (Witt & Schumann 2005), que se ven afectados por errores aleatorios y sistémicos que causan incertidumbres a lo largo del eje de edades que empeoran a medida que retrocedemos en el tiempo. Estos datos suelen estar muestreados de forma desigual y presentan una compresión creciente a medida que aumenta la edad, lo que provoca una reducción de la densidad de datos en la parte más antigua de los mismos. Además, la intensidad del ruido varía según los periodos paleoclimáticos y se ve afectada por los cambios en la frecuencia de muestreo. Con bastante frecuencia, esta extraña naturaleza de los datos indirectos paleoclimáticos no se tiene debidamente en cuenta a la hora de realizar análisis de series temporales estándar, que se desarrollaron para series temporales estacionarias y de muestreo uniforme sobre un eje temporal bien definido.

A pesar de estos problemas, se pueden describir tres periodicidades climáticas milenarias del Holoceno relativamente bien establecidas y basadas en pruebas. Se trata del ya mencionado ciclo climático de Bray de unos 2.500 años, un ciclo atmosférico-oceánico de unos 1.500 años que podría estar relacionado con el ciclo D-O que actúa durante los periodos glaciares, y el ciclo climático de Eddy de unos 1.000 años. Como ya se ha mencionado, los ciclos del Holoceno muestran un enfriamiento brusco en sus puntos más bajos, lo que crea las condiciones para una mayor actividad de los icebergs en el Atlántico Norte que produce los eventos de embarcaciones de hielo Bond. Como los tres ciclos tienen periodicidades diferentes, a veces los mínimos de dos ciclos están tan próximos en el tiempo que resulta difícil resolverlos. Este es el caso de la LIA, cuando los mínimos de los tres ciclos se produjeron en estrecha sucesión, contribuyendo a hacer de este periodo el más frío del Holoceno, llevándolo al borde de desencadenar un inicio glaciar. Después de cada enfriamiento abrupto de los mínimos de estos tres ciclos viene una recuperación del calentamiento, que fue una recuperación completa durante el HCO, pero sólo parcial durante el Neoglaciar, ya que la disminución de la oblicuidad impidió una recuperación completa. El calentamiento global que ha tenido lugar durante los últimos 350 años no puede separarse del enfriamiento anterior sin perder parte de su contexto. Como ya se indicó en la Fig. 4.14, cada periodo de calentamiento durante el descenso a la siguiente etapa glaciar debería ser más intenso que los anteriores, ya que la variabilidad climática aumenta fuera de las condiciones cálidas de un óptimo climático interglaciar. Bajo la notable contribución de los gases de efecto invernadero antropogénicos al ECA de 0,0 kyr se esconde la recuperación natural del ECA extraordinariamente fuerte de 0,5 kyr.

4.10 Conclusiones

4a. El Holoceno es un periodo de 11.700 años caracterizado por un calentamiento intenso durante unos 2.000 años y un enfriamiento progresivamente acelerado durante los últimos 6.000 años, siguiendo los cambios en la oblicuidad del eje de la Tierra.

4b. Las fluctuaciones de los gases de efecto invernadero no pueden explicar los cambios climáticos del Holoceno y, de hecho, sus cambios atmosféricos son opuestos a las tendencias de la temperatura durante la mayor parte del Holoceno.

4c. Los modelos climáticos funcionan muy mal cuando intentan reproducir la evolución climática del Holoceno. Esto se debe probablemente a que son demasiado sensibles a los cambios en los gases de efecto invernadero y demasiado poco sensibles a la insolación y a la variabilidad solar.

4d. El Óptimo Climático del Holoceno fue un periodo más húmedo, 1-2 °C más cálido que la Pequeña Edad de Hielo, durante el cual los glaciares globales alcanzaron su extensión mínima.

4e. La Transición de mediados del Holoceno, causada por cambios orbitales, supuso un cambio completo en el modo climático, con una disminución del forzamiento solar y un aumento del forzamiento atmosférico-oceánico, desplazando el ecuador climático y poniendo fin al Periodo Húmedo Africano, al tiempo que aumentaba la actividad ENSO.

4f. La Neoglaciación ha sido un periodo de enfriamiento progresivo, aumento de la aridez y avance de los glaciares, delimitado por el evento de 5,2 kyr en su inicio y la Pequeña Edad de Hielo en su final.

4g. La variabilidad climática del Holoceno se caracteriza por eventos periódicos de enfriamiento de amplitud reducida en comparación con la variabilidad climática glacial. El ciclo climático principal de c. 2500 años delimita cinco periodos de condiciones climáticas constantes identificados hace más de un siglo en la secuencia de Blytt-Sernander, separados por cambios climáticos abruptos.

4h. La variabilidad climática abrupta adicional del Holoceno se refleja en varios proxies climáticos sensibles como compuesta por más de 20 eventos abruptos. Aproximadamente la mitad de ellos parecen responder a periodicidades solares en el marco temporal milenario. Casi todos los cambios bruscos del Holoceno identificados han sido de naturaleza enfriadora, seguidos de una recuperación del calentamiento. La Pequeña Edad de Hielo no es una excepción.

4i. Los eventos Bond muestran una mezcla de periodicidades y constituyen eventos de enfriamiento en respuesta a diferentes forzamientos. No existe un ciclo Bond en el Holoceno.

5. EL CICLO DE BRAY DE 2500 AÑOS

"De mis observaciones anteriores, de las que he informado cada año en esta revista, se desprende que existe una cierta periodicidad en la aparición de las manchas solares y esta teoría parece cada vez más probable a partir de los resultados de este año. ...

Si se compara el número de grupos con el número de días en que no se ven manchas, se encontrará que las manchas solares tienen un período de unos 10 años, y que durante cinco años de este período aparecen con tanta frecuencia que durante ese tiempo hay muy pocos o ningún día en que no se vea ninguna mancha."

Heinrich Schwabe (1843), tras sólo 17 años de observaciones de manchas solares (menos de dos períodos), mientras buscaba el inexistente planeta Vulcano.

5.1 Introducción

Existen pruebas fehacientes de la persistencia de un ciclo climático irregular de unos 2.500 ±300 años del que Roger Bray informó por primera vez en 1968. Roger Bray, un botánico de Illinois que en la década de 1950 hizo una contribución fundamental a la ecología, se trasladó a Nueva Zelanda en la década de 1960, donde trabajó como climatólogo en el Departamento de Investigación Científica e Industrial de Palmerston North. Gracias a sus investigaciones sobre los isótopos radiactivos, dio continuidad al descubrimiento de Minze Stuiver en 1961 de que el ^{14}C atmosférico y la actividad solar estaban inversamente correlacionados. Reconstruyó un índice de actividad solar de 2.600 años a partir de observaciones de manchas solares y auroras que podía correlacionarse con los avances de los glaciares y se dio cuenta de que constituía una única oscilación muy larga que se había repetido varias veces a lo largo del Holoceno, con importantes avances de los glaciares en múltiplos de c. 2.600 años. Como el ciclo glaciológico se basaba en datos biológicos y geológicos y concordaba bien con los periodos climatológicos elaborados por los palinólogos escandinavos, Bray relacionó el ciclo climático de 2500 años con un ciclo de actividad solar de igual periodo incluso antes de que hubiera pruebas suficientes para demostrar la existencia del ciclo solar de 2500 años.

El ciclo climático de 2500 años de Bray está respaldado por abundantes pruebas de cambios en la vegetación, retrocesos de glaciares, cambios atmosféricos reflejados en alteraciones en los patrones de viento, cambios en la temperatura y salinidad oceánicas, abundancia de hielo a la deriva y cambios en las precipitaciones y la temperatura. Se ha establecido con registros indirectos de muchas partes del mundo. Este ciclo climático está correlacionado en periodo y fase con un ciclo de unos 2.500 años en la producción de isótopos cosmogénicos, que se corresponde con grupos de grandes mínimos solares en momentos de enfriamiento abrupto y deterioro del clima. Los enfriamientos bruscos suelen coincidir con épocas de estrés social. La relación entre la actividad solar y la producción de isótopos cosmogénicos durante los últimos siglos confirma que el ciclo solar de unos 2.500 años es el origen del ciclo climático.

Jan Houtermans (1971) confirmó en su tesis doctoral la existencia del ciclo solar de 2.500 años propuesto por Roger Bray (1968) basándose en datos débiles, utilizando el análisis de Fourier en mediciones de radiocarbono de pinos bristlecone.

5.2 El ciclo climático biológico de 2500 años

Las raíces del descubrimiento del ciclo climático de 2500 años de Bray se remontan a principios del siglo XX. Hace más de un siglo, los botánicos escandinavos empezaron a reconstruir el clima del Holoceno a partir de la estratigrafía de las turberas. Podían distinguir las capas de sedimentos en periodos húmedos/secos, fríos/cálidos, y desarrollaron métodos de datación rudimentarios. Sus esfuerzos permitieron comprender que el clima del Holoceno podía subdividirse en periodos de diferentes condiciones climáticas, como en un diagrama de Rutger Sernander de 1912 (Fig. 5.1a).

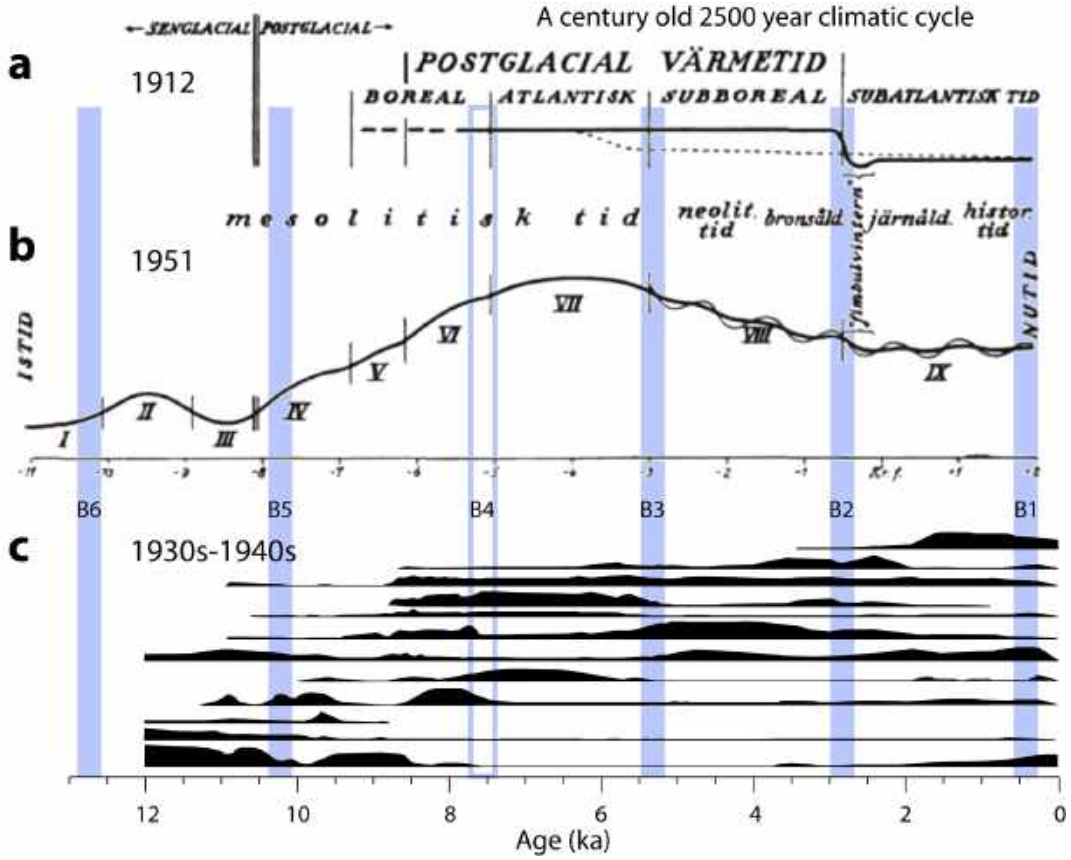


Fig. 5.1 Períodos climáticos y de vegetación postglaciares tal y como se entendieron durante la primera mitad del siglo XX
a) Visión de Rutger Sernander de los periodos climáticos cálidos postglaciares en el sur y centro de Suecia, mostrando su propuesta de degradación abrupta del clima en la transición Sub-Boreal/Sub-Atlántico, denominada "fimbulvintern". La línea discontinua indica la opinión opuesta de G. Andersson de una evolución gradual de la temperatura. Según Fries (1956). **b)** Diagrama de Magnus Fries de 1951 de la evolución de la temperatura glaciar/posglaciar tardía en el sur y centro de Suecia basado en pruebas biológicas, que muestra la disposición temporal de las nueve zonas polínicas en números romanos. La línea delgada representa una oscilación casi milenaria de la humedad. Fechas en años del calendario CE. Según Fries (1956). **c)** Ejemplo de zonas polínicas analíticas de los años 30 y 40 para el sur y el centro de Suecia que confirman la reconstrucción climática de Sernander. En esta figura y en las siguientes, las barras verticales azules marcan la posición de los mínimos del ciclo de Bray de 2500 años identificados por la letra B y su número de orden a partir del presente. B1-B3 coinciden con los periodos climáticos más recientes identificados hace un siglo. La barra vertical vacía marca un B4 menos conspicuo en la secuencia de Bray.

El desarrollo de la palinología (estudios sobre el polen) por Lenart von Post en la década de 1930 permitió a Knud Jenssen y Johs. Iversen mejorar la zonación del periodo postglaciar (Fig. 5.1c) y desarrollar una escala de temperatura basada en la vegetación estival para el Holoceno escandinavo en la década de 1940. Esta escala de temperatura permitió reconstrucciones climáticas del Holoceno muy similares a nuestro conocimiento actual en 1950 (Fig. 5.1b).

La figura 5.1 resume décadas de trabajo de los botánicos para establecer estadios de vegetación en el Holoceno del hemisferio norte. Estas etapas permiten distinguir un ciclo de vegetación y fauna de 2500 años. Algunos botánicos, como Rutger Sernander, propusieron que las transiciones entre periodos eran bruscas y no graduales. En particular, propuso que la última transición entre el Subboreal y el Subatlántico, en torno al 650 a.C., correspondió al "Fimbulvintern", o Gran Invierno de las Sagas, que marca el final de la Edad del Bronce nórdica (Fig. 5.1a), e hizo de los países nórdicos un lugar más frío.

5.3 El ciclo climático glaciológico de 2500 años

A principios de la década de 1950, los investigadores observaron una correlación entre los movimientos de los glaciares en Norteamérica y las manchas solares de los 300 años anteriores. En los años 60, Roger Bray construyó un índice solar a partir del año 527 a.C. combinando observaciones telescópicas de manchas solares con observaciones a simple vista de manchas solares y auroras. También construyó un índice de los grandes avances del hielo postglaciar a partir de glaciares de todo el mundo. Comparó estas dos observaciones y halló un alto grado de correlación y una buena concordancia con las variaciones del hielo marino islandés y de la producción de ^{14}C. Observó en los datos un posible aumento del 23% en la producción de hielo. Observó en los datos un posible ciclo de 2300-2700 años, que proyectó hacia el pasado desde la Pequeña Edad de Hielo, encontrando que un periodo de 2600 años coincidía estrechamente tanto con las transiciones de vegetación como la

Atlántica/Sub-Boreal, o la Sub-Boreal/Sub-Atlántica, como con los significativos reavances de los glaciares del pasado tras el Younger Dryas (Bray 1968). Puesto que fue el primero en identificar y describir correctamente los ciclos climáticos y solares de unos 2.500 años, deberían llevar su nombre, como indica la tradición.

Los estudios glaciológicos y solares de Bray fueron reproducidos en 1973 por Denton y Karlén, que realizaron un estudio más detallado de los avances glaciares mundiales y llegaron esencialmente a la misma periodicidad de 2500 años (Fig. 5.2a). Para entonces, Hans Suess había determinado las fluctuaciones a corto plazo de los niveles de ^{14}C de los últimos 7000 años a partir de los anillos de los árboles. Se pensaba que representaban variaciones en la actividad solar. Como habían hecho anteriormente Bray, Denton & Karlén (1973) correlacionaron los periodos de grandes avances glaciares con periodos de alta producción de (14) C (baja actividad solar).

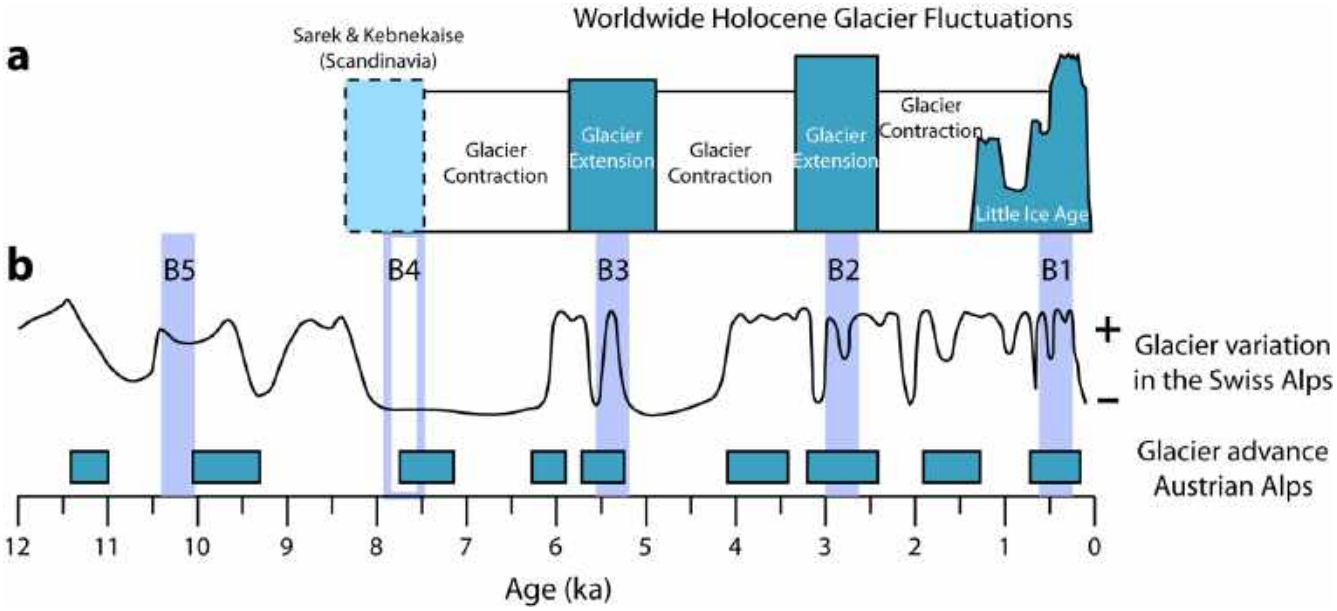


Fig. 5.2 Fluctuaciones de los glaciares en el Holoceno
a) Síntesis de las fluctuaciones glaciares mundiales del Holoceno que muestra tres amplios intervalos de expansión glaciar en los últimos 6000 años y un cuarto reconocido en Escandinavia. Según Denton & Karlén (1973). **b)** Fluctuaciones de los glaciares del Holoceno en los Alpes europeos que muestran el complejo patrón de avances y retrocesos que no siempre se corresponden entre los Alpes austriacos y suizos. Según Bressan (2011).

Desde entonces, los glaciólogos han reconstruido los movimientos glaciares del Holoceno de cientos de glaciares de todo el planeta, y la variabilidad de los glaciares se ha vuelto más compleja (Fig. 5.2b). Hoy en día seguimos reconociendo los grandes avances globales que definen el ciclo de 2500 años (Mayewski et al. 2004; véase la Fig. 4.16), pero apenas hay un siglo, especialmente durante la Neoglaciación, en el que los glaciares no estuvieran avanzando en alguna parte.

A mediados de la década de 1970 la comunidad científica era consciente de la existencia de un ciclo climático de 2500 años que provocaba avances y retrocesos de los glaciares y que separaba etapas de vegetación significativamente diferentes. Debido a su coincidencia con las fluctuaciones del ^{14}C, se dedujo que su causa era la variabilidad solar. A lo largo de este libro, tanto el ciclo climático como el solar de 2500 años se denominan ciclo de Bray, y los mínimos del ciclo, asociados a una mayor producción de ^{14}C y a cambios climáticos manifestados por enfriamientos, avances glaciares, aumento del hielo a la deriva en el Atlántico Norte y cambios atmosféricos, oceánicos y en las precipitaciones, se numeran desde más atrás como B1, B2, ..., correspondiendo B1 a la Pequeña Edad de Hielo.

5.4 El ciclo climático atmosférico de 2500 años

El siguiente gran avance en la caracterización del ciclo climático de 2.500 años vino del estudio de los testigos de hielo. Paul Mayewski, uno de losalumnos de George Denton, fue el científico encargado de coordinar el esfuerzo de los más de 200 científicos del American Ice Core Program que en 1993 completaron el Greenland Ice Sheet Project II (GISP2). Describió este esfuerzo y sus frutos en su libro de 2002 "The Ice Chronicles: The Quest to Understand Global Climate Change". Mientras otros investigadores se dedicaban a estudiar gases, isótopos o polvo en el núcleo de hielo del GISP2, Mayewski y sus colegas estudiaron la composición química de los principales iones traídos al hielo por el viento, utilizándolos como trazadores de la circulación atmosférica. Descubrieron una fuerte asociación entre las expansiones de los sistemas de circulación atmosférica polar del Hemisferio Norte y el ciclo de 2500 años previamente descrito por su antiguo asesor (O'Brien et al. 1995; ver Fig. 4.15F & G; Fig. 5.3a & b). Un aumento en la deposición de sales está asociado con las condiciones atmosféricas invernales

actuales. Esto es cuando el vórtice polar norte se expande y la circulación meridional aumenta, y por tanto representa un aumento de las condiciones de frío y viento. La periodicidad encontrada por Mayewski y colegas (O'Brien et al. 1995) en las sales del GISP2 es cercana a los 2600 años (Fig. 5.3b). Observaron una buena correlación entre los máximos atmosféricos y grupos de tres grandes mínimos solares (SGM) de los patrones tipo Maunder y Spörer, teniendo lugar el más reciente durante la LIA (O'Brien et al. 1995; figura 4.3c). Ram et al. (2009) han demostrado que el contenido de polvo en el núcleo de hielo GISP2 está inversamente correlacionado con la actividad solar y fuertemente modulado a frecuencias solares. Dado que la llegada de polvo a Groenlandia Central está regulada por la circulación atmosférica, su resultado es coherente con un fuerte efecto de la actividad solar sobre la circulación polar.

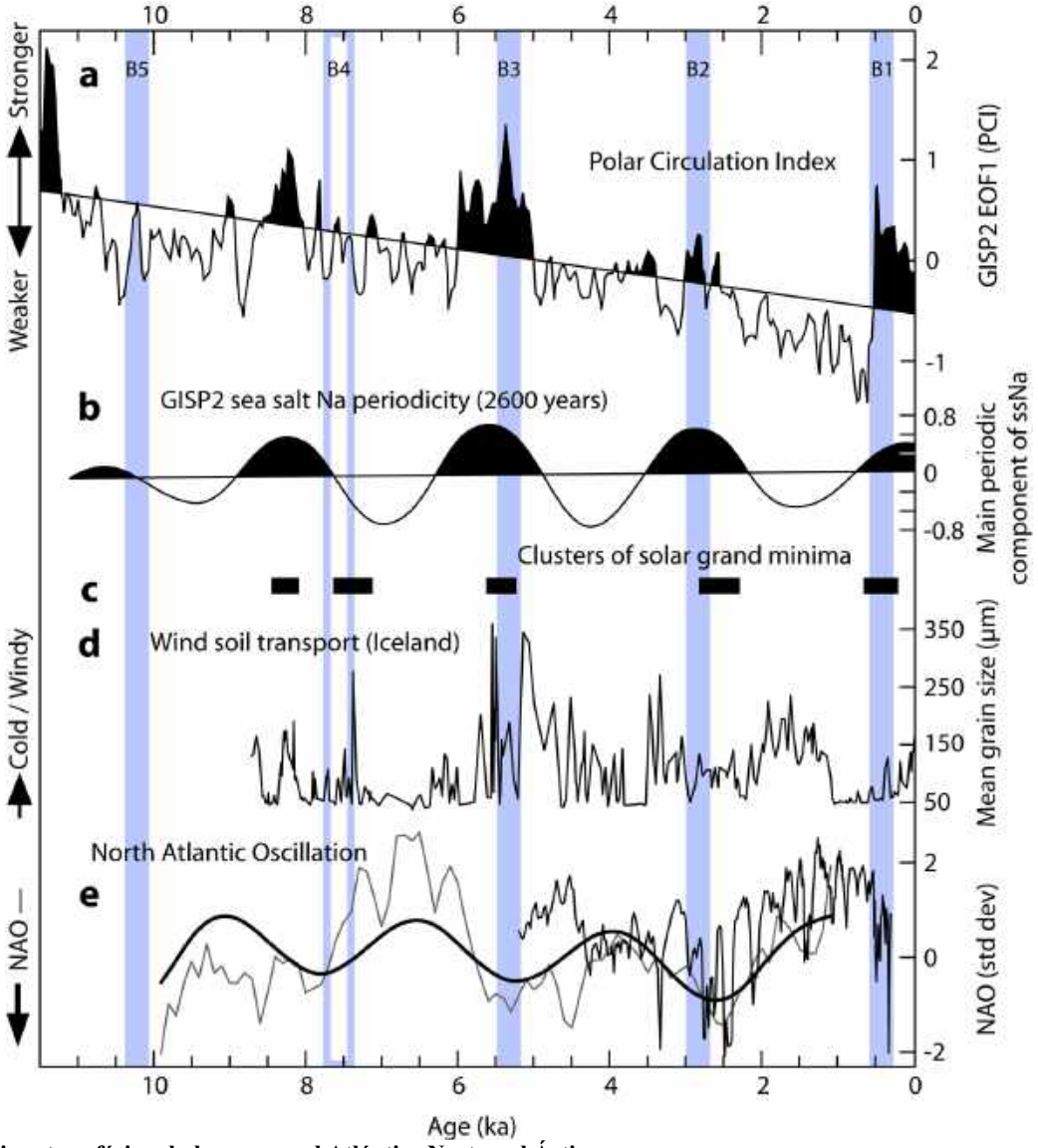


Fig. 5.3 Cambios atmosféricos holocenos en el Atlántico Norte y el Ártico

a) Índice de circulación polar GISP2, una serie temporal de la función ortogonal empírica dominante, EOF1, de los iones principales en el núcleo de hielo, que proporciona una medida relativa del tamaño medio y la intensidad de la circulación atmosférica polar. Los valores de PCI aumentan (por ejemplo, más polvo continental y contribuciones marinas) durante las partes más frías del registro. Según O'Brien et al. (1995). **b)** Componente periódico principal del flujo de Na de la sal marina en el núcleo de hielo GISP2 con una periodicidad de casi 2600 años. **c)** Intervalos de $^{\Delta(14)}C$ que presentan patrones de tipo Maunder y Spörer agrupados. Según O'Brien et al. (1995). **d)** Tamaño medio del grano de la deposición de suelo eólico en Hólmsá, Islandia, un indicador de la fuerza del viento. Los periodos ventosos, indicados por el transporte y deposición de sedimentos gruesos, son coetáneos a los periodos fríos y tormentosos registrados en los núcleos de hielo y sedimentos del Atlántico Norte del GISP2. Según Jackson et al. (2005). **e)** Curva gris fina, reconstrucción del coeficiente temporal mediante el análisis de espectro singular de la varianza de la TSM basada en la alkenona desdentada y normalizada, a partir de un núcleo de sedimento marino del noroeste de África, como sustituto de la oscilación AO/NAO. Sinusoide negra gruesa, componente periódico principal de los datos. Según Kim et al. (2007). Curva negra fina, patrón de circulación de la NAO inferido a partir del análisis de componentes principales de los parámetros redox (relaciones Ca/Ti y Mn/Fe) de un registro de sedimentos lacustres de Groenlandia. Según Olsen et al. (2012).

La reorganización atmosférica que tiene lugar en los mínimos del ciclo de Bray y que provoca un aumento de la circulación polar es parcialmente evidente en los sedimentos eólicos del sur de Islandia (Jackson et al. 2005; Fig. 5.3d). Algunos de los tamaños de grano más grandes transportados por los vientos más fuertes están asociados a periodos fríos ligados al paso del frente polar por la localización proxy, y coinciden con algunos de los mínimos del ciclo de Bray (B3 & B4, Fig. 5.3d). Los autores del trabajo subrayan la similitud del patrón de vientos con el registro Bond de hielo a la deriva del Atlántico Norte.

Los cambios en la circulación polar y la fuerza del viento sugieren cambios en la Oscilación Ártica/Oscilación del Atlántico Norte (AO/NAO). La AO refleja el estado de la circulación atmosférica sobre el Ártico, a través de una fase positiva, que presenta alturas geopotenciales por debajo de la media, y una fase negativa en la que ocurre lo contrario. En la fase negativa, el sistema de bajas presiones polares (también conocido como vórtice polar) sobre el Ártico es más débil, lo que se traduce en vientos de niveles superiores más débiles. Por lo tanto, el aire frío del Ártico y las trayectorias de las tormentas se desplazan más al sur, provocando un descenso de las temperaturas del Hemisferio Norte y cambios en los patrones de precipitación. La AO a menudo comparte fase con la NAO, que refleja diferencias en la fuerza de dos centros de presión en el Atlántico Norte: la baja presión cerca de Islandia y la alta presión sobre las Azores. Las fluctuaciones en la fuerza de estos centros de presión alteran la alineación de la corriente en chorro, lo que afecta a la temperatura y a la distribución de las precipitaciones. Una fase negativa de la NAO se produce cuando el debilitamiento de la baja de Islandia y la alta de las Azores reduce el gradiente de presión, lo que da lugar a vientos del oeste más débiles y meridionales que producen condiciones más frías en gran parte de Norteamérica y el norte de Europa, al tiempo que desplazan las trayectorias de las tormentas hacia el sur, en dirección al Mediterráneo. Una fase negativa de la NAO suele presentar condiciones de bloqueo más frecuentes y prolongadas cuando un patrón de presión estacionario permite que el aire frío del Ártico se extienda sobre las latitudes medias.

Los patrones de la NAO del Holoceno se han reconstruido a partir de un núcleo de sedimentos marinos cuyo contenido en alkenona se ha demostrado que depende del afloramiento dependiente de la intensidad de los vientos alisios cerca de la costa del NO de África (Kim et al. 2007; Fig. 5.3e). La intensidad de la NAO durante los últimos milenios también ha sido reconstruida a partir de sedimentos lacustres en Groenlandia, mostrando los valores muy bajos de la NAO que caracterizaron la LIA (Olsen et al. 2012; Fig. 5.3e). La evidencia indica una variación periódica de 2500 años en la TSM y la intensidad de afloramiento frente al noroeste de África que se asocia con un ciclo climático en la circulación oceánica que refleja las condiciones periódicas de la NAO. Los mínimos de este ciclo de la NAO se caracterizan por condiciones dominantes negativas de la NAO que producen enfriamiento en el Hemisferio Norte y cambios en las precipitaciones. Rimbu et al. (2004), han argumentado que durante el Holoceno, la circulación atmosférica AO/NAO fue el modo climático dominante a escalas de tiempo milenarias.

5.5 El ciclo climático oceánico de 2500 años

Dado el fuerte acoplamiento entre la variabilidad atmosférica y la oceánica, no es sorprendente que el ciclo climático de unos 2.500 años aparezca de forma prominente en algunos proxies de corrientes oceánicas, especialmente en el Atlántico Norte. Oppo et al. (2003) utilizaron un proxy de aguas profundas establecido, la composición de isótopos de carbono de los foraminíferos bentónicos, para evaluar la variabilidad de las aguas profundas del Holoceno en un núcleo de sedimentos del Atlántico subpolar NE. Los valores bajos de ^{13}C son indicativos de una reducción de la contribución de las aguas profundas del Atlántico Norte (NADW) ricas en $^{13}CO2$. Oppo et al. (2003) identifican las mayores reducciones de NADW hace 9,3, 8,0, 5,0 y 2,8 kyr. Los tres últimos periodos se corresponden con los mínimos de Bray 2 a 4 (Fig. 5.4a). Bond et al. (1997) también han descrito reducciones significativas de ^{13}C indicativas de una menor producción de NADW en 10.300 BP (B5), y Keigwin & Boyle (2000) en la LIA (B1). Esto significa que todos los mínimos del ciclo de Bray han sido identificados como periodos de contribución reducida de NADW por diferentes autores. En esos periodos podría producirse una reducción del flujo hacia el norte de aguas cálidas cercanas a la superficie en el Atlántico Norte para mantener el equilibrio de masas (que podría ser la causa de la reducción del NADW), y también tendría como consecuencia el enfriamiento de las latitudes altas del Atlántico Norte.

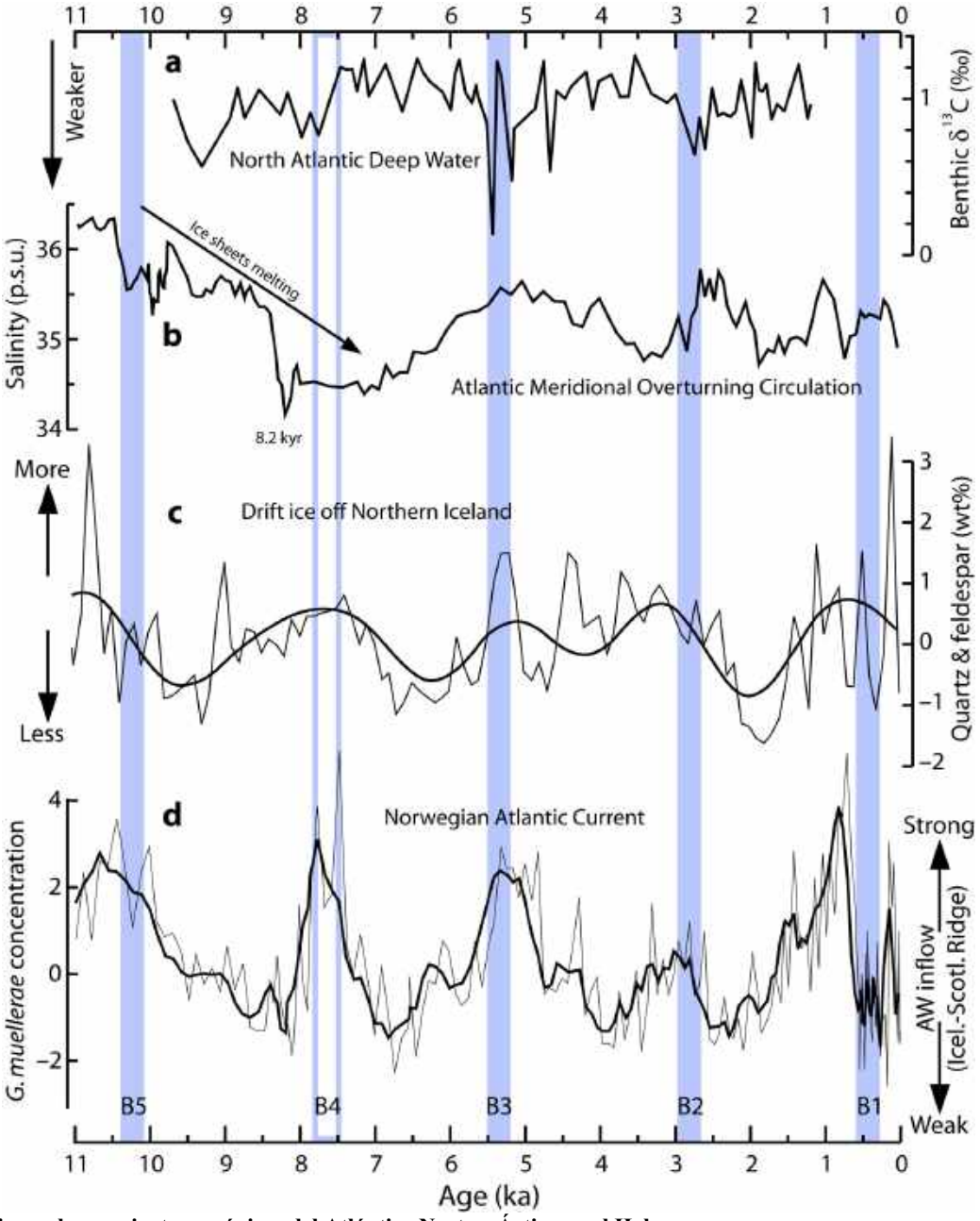


Fig. 5.4 Cambios en las corrientes oceánicas del Atlántico Norte y Ártico en el Holoceno
a) Las variaciones de $\delta^{13}C$ bentónicas *de Cibicidoides wuellerstorfi*, en un núcleo de sedimento marino en el Atlántico NE subpolar, registran las variaciones totales de CO2 $_{\delta(^{13})}C$ en las aguas del fondo, como un proxy de la contribución de $\delta^{13}C$ rica en aguas profundas del Atlántico Norte (NADW). Los mínimos del ciclo de Bray (barras verticales) corresponden a periodos de contribución reducida del NADW. Según Oppo et al. (2003). **b)** Reconstrucción de la salinidad (en unidades prácticas de salinidad) en la base de la termoclina mediante mediciones emparejadas de Mg/Ca-$\delta^{18}O$ de *Globigerina inflata* de un núcleo de sedimento marino al sur de Islandia. A principios del Holoceno, la sub-termoclina era más salada, pero experimentó un refrescamiento en un momento en que las capas de hielo seguían aportando agua de deshielo. Se puede reconocer el evento de descarga de agua dulce glacial de hace 8,2 kyr. Hace 0,3, 1,0, 2,7 y 5,0 kyr se produjeron condiciones salinas cálidas en la sub-termoclina, coincidiendo con perturbaciones climáticas conocidas en la región del Atlántico Norte. Según Thornalley et al. (2009). c) Variaciones cuantitativas en % en peso de mineralogía (cuarzo y feldespatos) de 16 testigos de la plataforma de Islandia (línea fina), como representación del hielo a la deriva del océano Ártico y el este de Groenlandia, ajustadas a un polinomio de cuarto orden (línea gruesa). Cinco picos en los residuos de los datos están definidos por el ciclo de 2500 años. Según Andrews (2009). **d)** Registro de abundancia *de Gephyrocapsa muellerae* (nº x 108/g) con tendencia descendente (gris) y suavizado (negro) como indicador del flujo de agua atlántica más cálida a través del estrecho Islandia-Escocia de los mares nórdicos a partir de un núcleo de sedimento frente a Noruega. La disminución de la abundancia durante algunos mínimos de Bray y en particular durante la LIA (B1) podría deberse a que las aguas estivales del Atlántico Norte son demasiado frías para esta especie amante del calor. Según Giraudeau et al. (2010).

El análisis de temperatura y salinidad de la Circulación Meridional de Oscilación del Atlántico (AMOC) utilizando un núcleo de sedimentos al sur de Islandia, donde las corrientes de Feroe e Irmingen se bifurcan de la corriente del Atlántico Norte, muestra que los episodios de condiciones cálidas salinas sub-termoclinas se centran en 0,3 (B1), 1,0, 2,7 (B2) y 5,0 (B3) kyr hace, coincidiendo con perturbaciones climáticas conocidas en la región del Atlántico Norte (Thornalley et al. 2009; Fig. 5.4b). Los autores muestran evidencias de que el aumento de la salinidad, la temperatura y la estratificación del agua, en épocas de cambio climático abrupto, se debe a un aumento de la afluencia atlántica de aguas salinas más cálidas del giro subtropical a expensas de las aguas más frescas y frías del giro subpolar. Lo interpretan como una retroalimentación negativa del giro subpolar, que estabilizó el AMOC, en momentos de entradas de agua dulce, particularmente durante el Holoceno temprano, cuando las capas de hielo aún se estaban derritiendo rápidamente, y en el evento de 8,2 kyr cuando tuvo lugar el brote del lago proglacial Agassiz (Thornalley et al. 2009; Fig. 5.4b). Proponen la variabilidad solar como el forzamiento detrás de estas oscilaciones. El aumento de la salinidad de la afluencia atlántica observado en los momentos de menor formación de NADW identificados por Oppo et al. (2003; Fig. 5.4a) puede haber limitado la reducción, o ayudado a reiniciar un AMOC más fuerte.

Andrews (2009) analizó la distribución de especies minerales extrañas por el hielo a la deriva en las aguas de la plataforma de Islandia. Aunque el hielo a la deriva ha ido en aumento en los últimos 6.000 años de condiciones neoglaciares frente al norte de Islandia, los datos sin tendencia apoyan la existencia de una periodicidad climática de 2.500 años. Los periodos de mayor hielo a la deriva coinciden con los mínimos del ciclo de Bray (Andrews 2009; Fig. 5.4c). Como en el caso de la serie Bond, existe variabilidad en los registros de hielo a la deriva, ya que algunos eventos fríos no pertenecen a la secuencia Bray.

Un examen más detallado de los cambios de transporte oceánico a escala milenaria que tuvieron lugar en la dorsal Islandia-Escocia confirma aún más el ciclo oceánico de c. 2500 años. La abundancia de especies de cocolitos en un núcleo marino frente a Noruega refleja importantes cambios holocenos en la transferencia de agua atlántica a los mares nórdicos con una periodicidad de 2500 años (Giraudeau et al. 2010; Fig. 5.4d). Este proxy depende del aumento del suministro de especies de cocolitos amantes del calor desde el Atlántico Norte con una mayor advección de aguas cálidas del Atlántico, pero cuando el Atlántico Norte se vuelve demasiado frío la abundancia de estas especies se desploma, como puede verse claramente en B1, B4 y B5, y el proxy ya no informa correctamente del flujo de agua del Atlántico (Fig. 5.4d). Los episodios del Holoceno a escala milenaria de aumento de la advección de calor por las aguas atlánticas frente a Noruega están asociados con el aumento de las precipitaciones invernales sobre Escandinavia, el aumento de los flujos de sal marina sobre Groenlandia y el fortalecimiento del viento sobre Islandia. Esto sugiere la existencia de forzamientos atmosféricos comunes, como la localización e intensidad de los vientos del oeste y los cambios asociados en los gradientes de presión de latitudes medias y altas. Se cree que estos procesos atmosféricos explican el acoplamiento observado entre los periodos de exceso de hielo a la deriva en el norte de Islandia (Andrews 2009; Fig. 5.4c), y los intervalos de máxima afluencia de agua cálida del Atlántico al Mar de Noruega (Giraudeau et al. 2010; Fig. 5.4d) a lo largo de los últimos 11.000 años.

5.6 El ciclo climático hidrológico de 2.500 años

Las precipitaciones se ven afectadas por múltiples factores, y en muchos casos están determinadas por patrones climáticos y meteorológicos regionales o incluso locales. Sin embargo, está claro que la reorganización atmosférica que acompaña al ciclo climático de 2500 años de Bray se refleja en los cambios de las precipitaciones en varios lugares. Michel Magny lleva décadas estudiando las fluctuaciones del nivel de los lagos del Holoceno medio europeo y su impacto en los asentamientos humanos prehistóricos (Magny 2004). Su investigación muestra muy claramente el impacto del cambio climático del Holoceno. Existe una tendencia general al aumento de la sequedad durante el Neoglaciar, tras un HCO más húmedo. Superponiéndose a esta tendencia general atribuible al forzamiento de Milankovitch, el ciclo de 2500 años se caracteriza por fuertes transiciones de niveles lacustres bajos a altos (Magny 2004; Fig. 5.5a), lo que indica un gran aumento de las precipitaciones en los mínimos del ciclo climático de Bray en esta subregión europea.

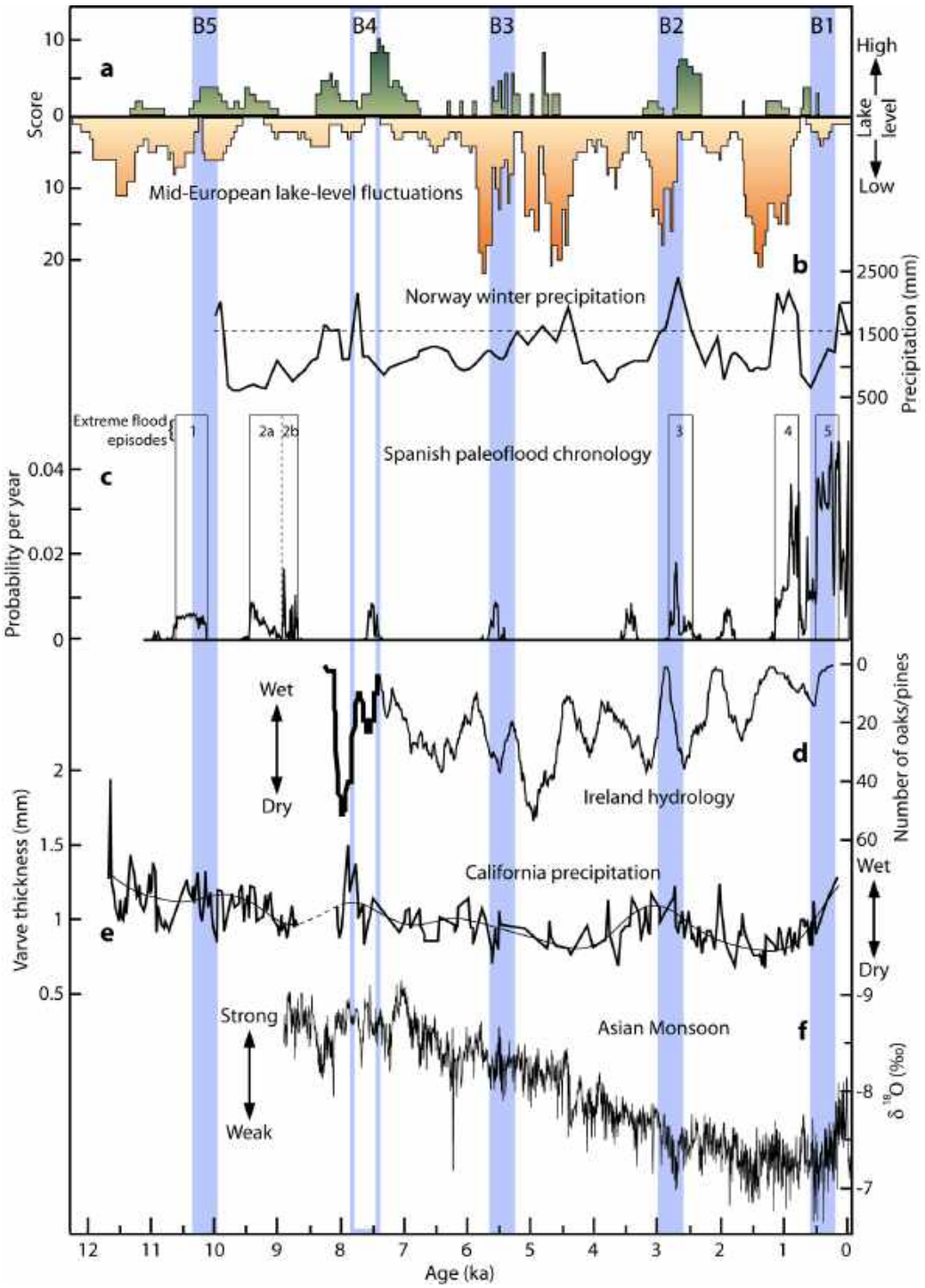


Fig. 5.5 Cambios en las precipitaciones del Holoceno en el Hemisferio Norte

a) Reconstrucción del nivel de los lagos del Holoceno medio europeo a partir de un conjunto de datos de 180 fechas radiocarbónicas, de anillos de árboles y arqueológicas de eventos de niveles lacustres superiores e inferiores basados en múltiples líneas de evidencia, obtenidas de secuencias de sedimentos de 26 lagos de las montañas del Jura, los Prealpes franceses septentrionales y la meseta suiza. La puntuación indica lo bien registrado que está el evento de nivel lacustre, no su intensidad. Con una resolución de 50 años, los episodios de mayor nivel lacustre se definen por un colapso de las puntuaciones de nivel lacustre más bajas seguido de un pico en las puntuaciones de nivel lacustre más altas. Según Magny (2004). **b)** Reconstrucción de la precipitación invernal en el glaciar Bjørnbreen en Jotunheimen, al sur de Noruega. La precipitación se reconstruye a partir de la relación conocida entre las variaciones de la altitud de la línea de equilibrio (ELA, el límite entre las zonas de ablación y acumulación) y las variaciones de la temperatura media de julio reconstruidas a partir de datos palinológicos. Las precipitaciones invernales son más importantes que la temperatura estival para los episodios de expansión de los glaciares. Según Matthews et al. (2005). **c)** Gráfico de probabilidad sumada del Holoceno para las paleoinundaciones del sistema fluvial español, depósitos de arenas finas a medias en las laderas de cañones estrechos de roca madre que resultaron de inundaciones de magnitud similar o superior a las de las mayores inundaciones registradas en las series instrumentales y que se consideran pruebas de inundaciones

extremas del pasado. Según Thorndycraft & Benito (2006). **d)** Frecuencia de crecimiento de robles (*Quercus spp*., línea fina) y pinos (*Pinus sylvestris L.*, línea gruesa) en las turberas irlandesas (escala invertida) durante el Holoceno como prueba de los cambios en el aporte de humedad a Irlanda. En condiciones de humedad, los árboles eran incapaces de crecer en las turberas más húmedas. Según Turney et al. (2005). **e)** Registro del espesor medio de 25 años de un varve sedimentario en un núcleo marino de la cuenca de Santa Bárbara como indicador de las precipitaciones anuales en la zona. La línea delgada representa un filtro de paso bajo para resaltar las fluctuaciones a escala milenaria. Faltan datos en torno al evento de 8,2 kyr, cuando la cuenca entró en un intervalo bioturbado no varado similar a las estadiales glaciares. Según Nederbragt & Thurow (2005). **f)** Registro de isótopos $\delta^{18}O$ con resolución de 5 años de la estalagmita DA de la cueva de Dongge (sur de China) como indicador de la fuerza del monzón asiático durante los últimos 9.000 años. Según Wang et al. (2005).

Una reconstrucción de las precipitaciones invernales de los glaciares costeros de Noruega muestra periodos de aumento de las precipitaciones en los mínimos del ciclo de Bray (Matthews et al. 2005; Fig. 5.5b). Además de alimentar el avance de los glaciares en estas épocas (Fig. 5.2a), el registro de precipitaciones invernales derivado de los glaciares noruegos coincide casi exactamente con el registro de entrada de aguas cálidas en el Atlántico derivado de los mares noruegos (Fig. 5.4d), lo que apoya una relación causal.

La cronología fluvial española también apoya un ciclo de 2500 años en las precipitaciones (Thorndycraft & Benito 2006; Fig. 5.5c). Tres de los cinco principales periodos de inundación destacados por los autores coinciden con los mínimos B1, B2 y B5 del ciclo de Bray. Además, los mínimos B3 y B4 también se caracterizan por episodios significativos de inundaciones de aguas flojas o paleoinundaciones, que registran periodos de mayor frecuencia de inundaciones relacionadas con la variabilidad climática del Holoceno (Thorndycraft & Benito 2006; Fig. 5.5c). Se trata de sedimentos de grano fino producidos por inundaciones de gran magnitud, conservados en abrigos rocosos laterales del valle en tramos de gargantas de roca madre. Los últimos 1300 años registran un gran aumento en la frecuencia de las inundaciones en los ríos españoles. Los autores proponen como causa probable un mayor potencial de preservación y/o un mayor impacto humano sobre el paisaje.

La hidrología holocena de Irlanda se ha reconstruido a partir de robles y pinos recogidos en turberas. Estos árboles, datados con precisión mediante dendrocronología (robles) y datación por carbono (pinos), proporcionan un registro de las condiciones secas cuando la disminución de los niveles freáticos permitió la colonización de estos ambientes marginales por los árboles (Turney et al. 2005). Aunque la hidrología de Irlanda muestra un patrón complejo sobre una tendencia Neoglaciar cada vez más húmeda, los mínimos en el ciclo de Bray están asociados a periodos de aumento de las precipitaciones (Fig. 5.5d). Esto contrasta con la tendencia a la desecación neoglaciar en gran parte del resto de Europa y del mundo.

Los cambios hidrológicos provocados por el ciclo climático de 2500 años no se limitan a la región del Atlántico Norte. Se puede encontrar el mismo patrón en la cuenca de Santa Bárbara (California), reflejado en la variabilidad del espesor de las vargas, que se sabe que depende de la precipitación anual y está inversamente correlacionado con la fuerza del viento (Nederbragt & Thurow 2005). El ciclo descrito de unos 2750 años en el grosor de las varvas se correlaciona muy bien con el ciclo climático de Bray (Fig. 5.5e), con periodos de mayor grosor de las varvas (mayor precipitación) en los mínimos de Bray.

Se ha obtenido un registro de alta resolución de la fuerza del monzón asiático a partir del análisis isotópico del oxígeno de la estalagmita "DA" de la cueva de Dongge (China; Wang et al. 2005). El registro apoya episodios de debilidad monzónica (sequedad) en cada uno de los bajos de Bray, la mayoría de ellos destacados por los autores del trabajo (Fig. 5.5f). La mayor parte de la variabilidad centenaria y milenaria de los monzones asiáticos e indios ha sido tradicionalmente vinculada por múltiples autores a la variabilidad solar (Wang et al. 2005; Neff et al. 2001).

5.7 El ciclo de 2500 años de la temperatura

Aunque las variaciones de temperatura no deberían dominar el análisis del cambio climático, son un indicador importante de los cambios climáticos bruscos y, por tanto, cabría esperar encontrar rastros del ciclo climático de 2.500 años en los registros indirectos de temperatura. En el capítulo anterior (Secciones 4.2 y 4.4) se presentó una reconstrucción de la temperatura global basada en 73 proxies globales seleccionados por Marcott et al. (2013). En esta reconstrucción de la temperatura global, cada mínimo del ciclo de Bray coincide con un periodo en el que las temperaturas experimentaron un descenso significativo en comparación con la tendencia anterior (Fig. 5.6a). Incluso B5, cuando el mundo todavía estaba experimentando el rápido calentamiento que condujo al HCO, muestra una desviación significativa de la tendencia de calentamiento de los siglos anteriores.

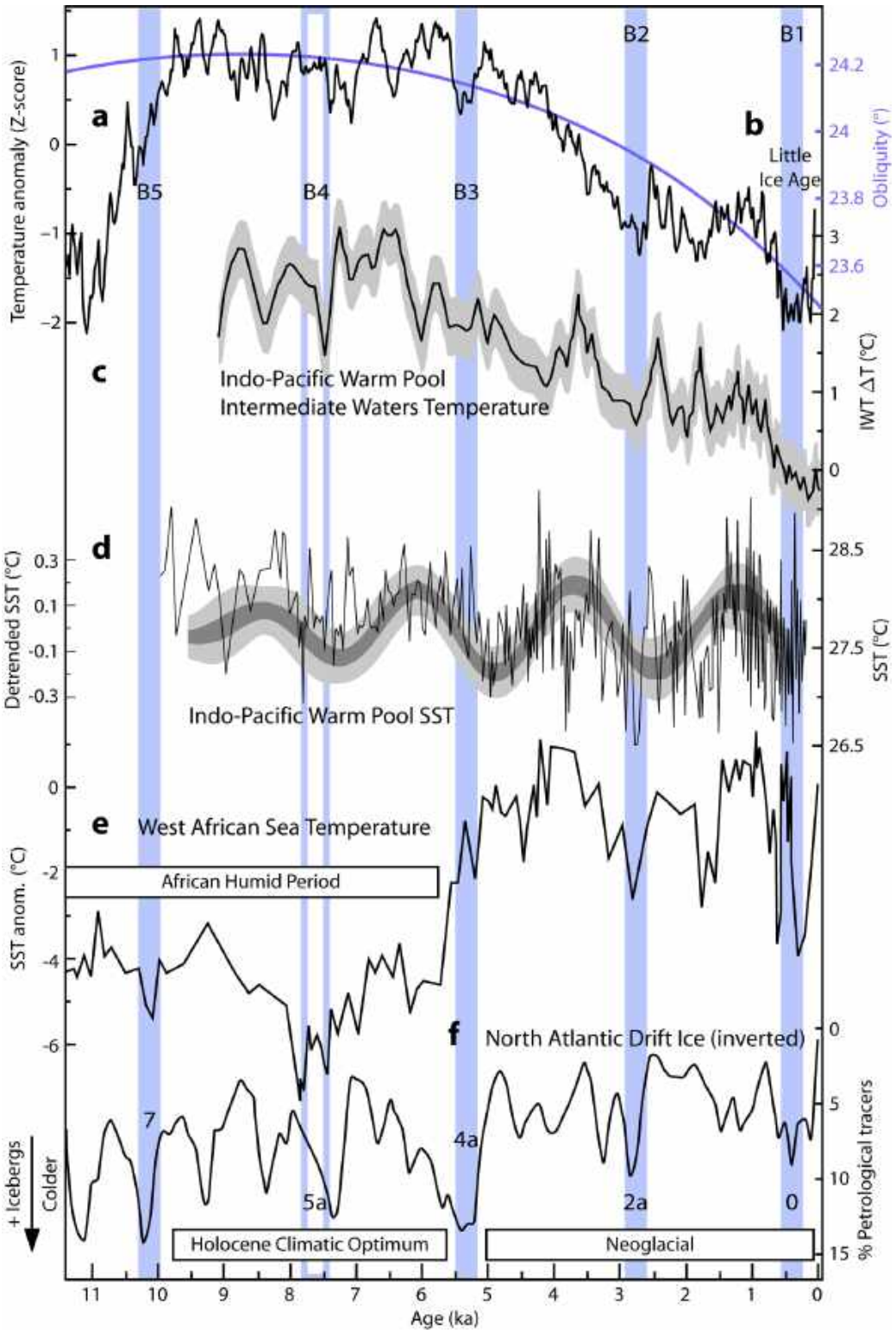


Fig. 5.6 Proxies de temperatura y reconstrucción del Holoceno

a) Reconstrucción de la temperatura media global a partir de 73 proxies como en Marcott et al. (2013), utilizando las fechas publicadas de los proxies, y diferenciando la media, con la temperatura expresada como distancia a la media en desviaciones estándar (Z-score), como se discute en la Secc. 4.4. **b)** Se muestra que la oblicuidad del eje de la Tierramuestra una tendencia similar a la temperatura del Holoceno. **c)** Reconstrucción holocena de la temperatura del agua intermedia a 500 m de profundidad a partir de un conjunto de núcleos de sedimentos en el estrecho de Makassar y el mar de Flores en Indonesia, en el Indo-Pacific Warm Pool. Temperatura expresada como anomalía relativa a la temperatura en 1850-1880 EC. Las bandas sombreadas representan± 1σ. Según Rosenthal et al. (2013). **d)** Línea delgada, escala derecha, reconstrucción de la temperatura de la superficie del mar en el golfo de Davao, al sur de Mindanao, a partir de los niveles de Mg/Ca en el foraminífero de superficie *Globigerinoides ruber*. La banda gris oscura (escala izquierda) corresponde al filtro

pasa banda de 2000-3000 años de los datos detrendidos, y la zona gris clara al nivel de confianza del 90%. Según Khider et al. (2014). **e)** Variaciones del Holoceno en la TSM del Atlántico subtropical a partir del núcleo de sedimento marino 658C. El registro documenta un cambio bien conocido en el clima monzónico africano en 5,5 kyr, cuando cambios en la órbita terrestre desplazaron el monzón africano hacia el sur, trayendo condiciones mucho más secas y cálidas al África subtropical y poniendo fin al Periodo Húmedo Africano. Sobre esta tendencia se superponen variaciones de la TSM a escala milenaria coherentes con algunos de los episodios de desprendimiento de hielo del Atlántico Norte definidos por Bond et al. (2001), incluidos los mínimos del ciclo de Bray (barras verticales). Según de Menocal et al. (2000). **f)** Pila de escombros arrastrados por el hielo (invertida) de cuatro núcleos sedimentarios del Atlántico Norte. Los autores propusieron que el aumento de la actividad de los icebergs en el Atlántico Norte está relacionado con el aumento de la advección de agua fría desde los mares Ártico y Nórdico. Según Bond et al. (2001).

La reconstrucción de la temperatura global de la figura 5.6a refleja los cambios de temperatura globales y no está dominada por los registros del hemisferio norte. Esto se ve confirmado por la reconstrucción de Rosenthal et al. (2013) de las temperaturas intermedias del agua en la zona cálida ecuatorial del Indo-Pacífico, la región oceánica más cálida del mundo (Fig. 5.6c). Su reconstrucción muestra un perfil muy similar a la reconstrucción global presentada aquí (comparar Fig. 5.6a y c), y muestra que cada mínimo del ciclo de Bray coincide con una significativa desviación hacia abajo de la tendencia general de la temperatura. Esto se confirma también por el hallazgo en la misma zona (al sur de Magindanao) de que la TSM del Holoceno muestra variabilidad en las periodicidades 1000, 1500 y 2500, y la periodicidad 2500 coincide muy bien con el ciclo de Bray (Khider et al. 2014; Fig. 5.6d). Khider et al. miden los cambios de temperatura de la superficie del agua asociados con el ciclo de Bray en el Indo-Pacific Warm Pool en 0,3 ° C, y calculan una sensibilidad climática a los ciclos solares milenarios de 9,3-16,7 °C/Wm^{-2}, un orden de magnitud superior a la sensibilidad estimada al ciclo solar de 11 años.

Los proxies de temperatura en el Mar de África Occidental indican que la TSM fue más de 2 ° C más baja durante el Periodo Húmedo Africano (de Menocal et al. 2000; Figs. 4.8 y 5.6e). Una vez finalizado, la falta de precipitaciones debida al desplazamiento hacia el sur del monzón africano produjo un calentamiento brusco de la superficie del mar antes de unirse a la tendencia global de enfriamiento del Neoglaciar. Dentro de este complejo patrón general, los mínimos del ciclo de Bray se asocian una vez más con una reducción temporal significativa de la TSM (Fig. 5.6e).

Un análisis más completo de la TSM en los océanos tropicales y en la región del Atlántico Norte, el Mediterráneo y el Mar Rojo, fue realizado por Rimbu et al. (2004), utilizando 18 registros de alkenona. El modo principal de variabilidad refleja el forzamiento Milankovitch, retrasado en el caso del Atlántico Norte por el deshielo de las capas de hielo. El modo secundario de variabilidad (componente temporal principal de la segunda función ortogonal empírica) se muestra en ambas regiones como un ciclo de unos 2.300 años que concuerda bien con el ciclo de Bray (Rimbu et al. 2004; Fig. 5.7). El principal desacuerdo es con B4 debido al evento de 8,2 kyr, que afectó a la TSM en el Atlántico Norte ya en 8,4 kyr BP, pero parece haber tenido un efecto retardado en los trópicos alrededor de 8,1 kyr BP. Como se discute más adelante (Secc. 5.9), B4 constituye una brecha o debilitamiento en la secuencia de Bray que se refleja tanto en los registros solares como en los climáticos. Por analogía con los registros del periodo instrumental y el análisis de una integración a largo plazo de un modelo de circulación general océano-atmósfera acoplado, Rimbu et al. (2004) sugieren que la AO/NAO es un modo dominante de variabilidad climática a escalas temporales milenarias. Esta conclusión concuerda bien con las demás pruebas mostradas aquí sobre el ciclo climático de Bray.

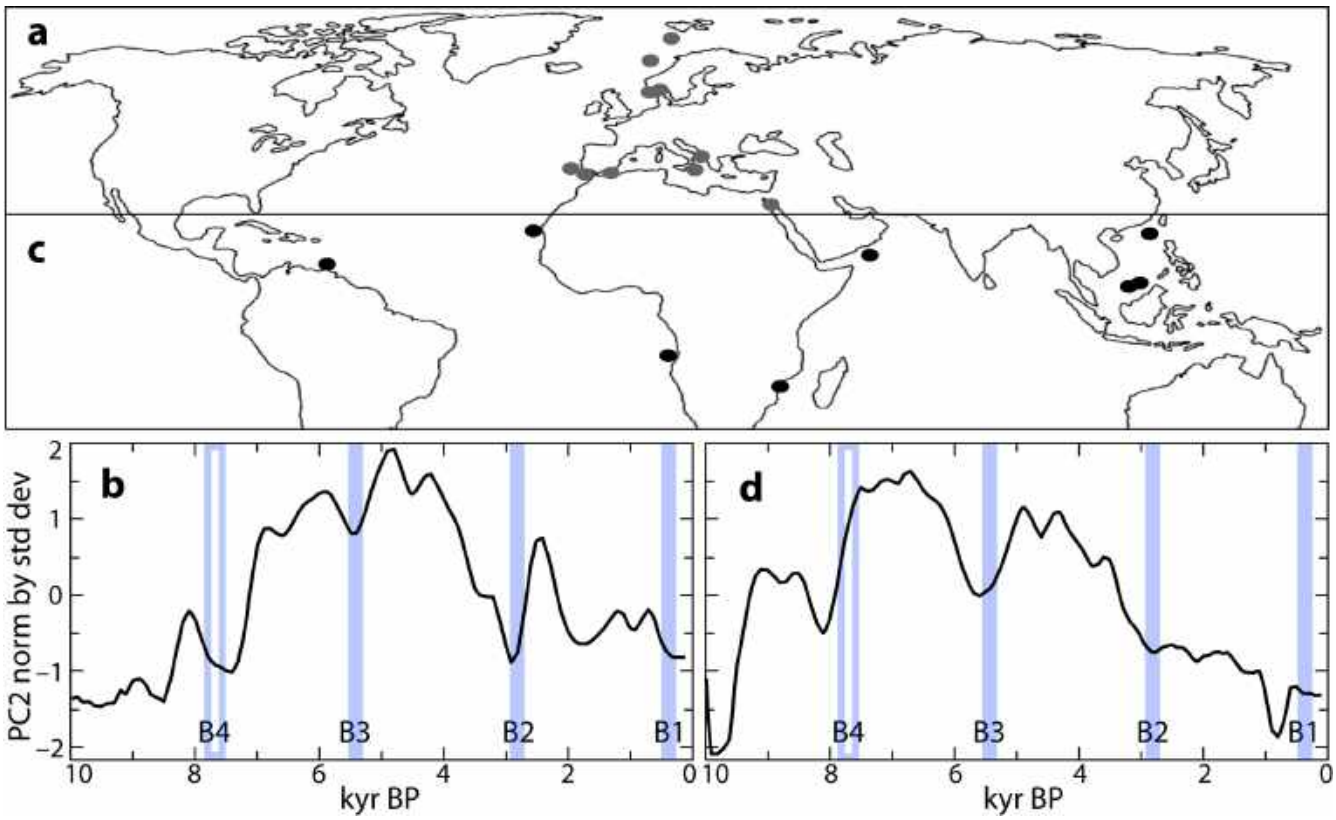


Fig. 5.7 Variabilidad de la temperatura superficial del mar a escala milenaria en el Holoceno
a) y c) Posiciones de núcleos de sedimentos marinos para los 10 núcleos del Atlántico Norte-Mediterráneo-Mar Rojo y los 8 núcleos de la región tropical (25° S a 25° N) analizados, respectivamente. **b) y d)** Coeficiente temporal (Análisis de Componentes Principales) para la segunda función ortogonal empírica de la variabilidad de la TSM basada en la alkenona. Los modos dominantes de la TSM holocena del Atlántico Norte (b) y tropical (d) muestran un ciclo de 2,5 kyr vinculado a la fuerza de la AO/NAO durante el Holoceno, lo que demuestra que este ciclo tiene un carácter global. Según Rimbu et al. (2004).

El registro Bond de deposición petrológica de hielo a la deriva en el Atlántico Norte también se considera generalmente correlacionado con condiciones más frías en la región del Atlántico Norte que favorecen el desplazamiento más frecuente de icebergs hacia el sur (Bond et al. 2001). La mayoría de los fenómenos Bond, si no todos, se han relacionado con enfriamientos y cambios climáticos bruscos fuera de la zona del Atlántico Norte. El registro Bond también refleja el ciclo Bray de 2500 años ya que los mínimos del ciclo Bray coinciden con los eventos Bond 0 (LIA), 2a, 4a, 5a y 7 (Fig. 5.6f).

Podemos concluir que el ciclo climático de Bray de 2500 años está muy bien establecido en el registro proxy de los cambios climáticos del pasado en la región del Atlántico Norte, pero afecta a todo el planeta. Es el ciclo climático más importante del Holoceno. Aunque el ciclo climático de Bray está presente en el registro químico de los núcleos de hielo de Groenlandia, no se aprecia fácilmente o, tal vez, está ausente en los registros de temperatura de los núcleos de hielo de Groenlandia y la Antártida. Esta es una de las razones por las que ha sido ignorado durante tanto tiempo a pesar de estar presente en múltiples proxies y ser reconocible desde 1912. La paleoclimatología ha llegado a depender demasiado de los núcleos de hielo polares, muy fiables y datados con precisión, a expensas de los indicadores climáticos, a menudo contradictorios, poco fiables y datados de forma imprecisa. Esto ha dado lugar a que se ignore todo lo que no aparece de forma prominente en los núcleos de hielo polares. Otro factor que complica las cosas es que el ciclo de Bray no es la única causa del cambio climático durante el Holoceno, por lo que los proxies están llenos de señales cuyo origen es a menudo difícil de determinar, lo que crea mucha confusión entre los investigadores y da lugar a informes contradictorios.

5.8 El ciclo de 2500 años de variabilidad solar

La datación por radiocarbono fue desarrollada por Willard Libby en 1952 basándose en la idea de que las muestras de carbono biológico que reflejaban la proporción $^{14}C/^{12}C$ atmosférica en el momento en que estaban vivas se irían agotando progresivamente en ^{14}C debido a ladesintegración radiactiva del isótopo, y proporcionarían así un reloj para medir el tiempo transcurrido. Pero Libby advirtió que no había garantías de que la relación $^{14}C/^{12}C$ hubiera sido constante en el tiempo. Por ello, desde la década de 1960 se ha realizado un esfuerzo considerable para determinar la proporción de ^{14}C en la atmósfera a lo largo de los últimos milenios. La curva de calibración resultante (Fig. 5.8) se utiliza para convertir las fechas de radiocarbono en fechas en tiempo real. Pero el reloj del radiocarbono no funciona a una velocidad constante como el reloj en

tiempo real. Hay momentos en los que el reloj del radiocarbono va más rápido y otros en los que va más despacio, creando baches en la curva de calibración (Fig. 5.8, óvalos y puntas de flecha). Que el reloj del radiocarbono vaya más rápido (los valores del eje vertical disminuyen más rápidamente en la Fig. 5.8), implica que la relación $^{14}C/^{12}C$ se está desviando hacia arriba, ya que las muestras con más ^{14}C son más recientes. Esto significa que, o bien el $^{(14)}C$ se está produciendo a un ritmo mayor, o bien el CO2 total está disminuyendo mientras que el ^{14}C no. La mayoría de los científicos creen que la primera explicación contribuye más a los cambios observados porque la proporción de ^{14}C es tan pequeña en la atmósfera (c. 10-12) que se requieren cambios muy grandes en el CO2 total para producir las alteraciones que pueden explicarse por pequeños aumentos del $^{(14)}C$. Y sabemos por los registros de los núcleos de hielo que los cambios de CO2 han sido relativamente pequeños durante el Holoceno. Desde finales de la década de 1970 se utiliza un modelo del ciclo del carbono para explicar el efecto de las variaciones de CO2 en la datación por radiocarbono. Así, la mejor explicación de la aceleración observada en el reloj del radiocarbono es que la tasa de producción de ^{14}C a partir de los rayos cósmicos en la atmósfera aumentó debido a una disminución del flujo magnético solar que tiene lugar cuando el Sol se encuentra en un periodo prolongado de baja actividad conocido como gran mínimo solar (SGM). Esta conclusión se ve apoyada por la misma variabilidad mostrada por un isótopo cosmogénico diferente, el ^{10}Be, cuya deposición no depende del ciclo del carbono.

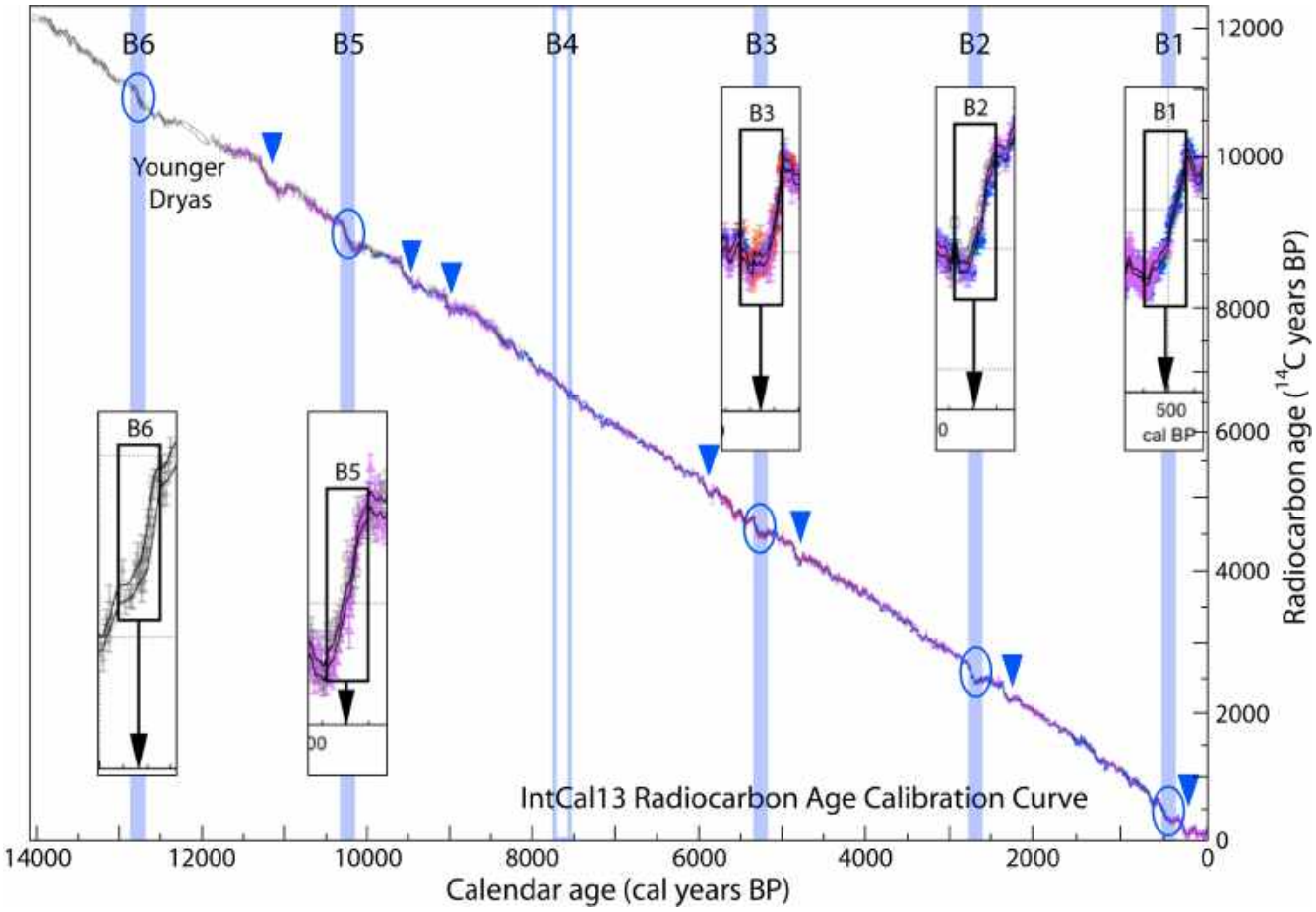


Fig. 5.8 Periodicidad de 2500 años en la curva de calibración del radiocarbono
La curva de calibración del radiocarbono (IntCal13) no está relacionada con el cambio climático y se obtuvo gracias al esfuerzo de cientos de investigadores durante décadas para proporcionar una forma precisa de medir el tiempo transcurrido desde que una muestra biológica dejó de vivir. La curva de calibración presenta periodos de tiempo en el pasado en los que se produjo una desviación notable de la linealidad (óvalos y puntas de flecha). Cinco de esos periodos (óvalos) están separados por múltiplos de c. 2500 años que delimitan un ciclo ^{14}C. La reconstrucción de la actividad solar a partir de los isótopos cosmogénicos ^{10}Be y ^{14}C muestra que esos periodos corresponden a periodos de producción isotópica inusualmente alta interpretados como grandes mínimos solares, como los mínimos de Spörer y Maunder. Esos periodos corresponden precisamente a los mínimos del ciclo climático de Bray (barras azules). Los recuadros muestran la respuesta del radiocarbono a los mínimos del ciclo de Bray a partir de IntCal13, y muestran la orientación publicada, con la más reciente a la izquierda, opuesta a la figura. Según Reimer et al. (2013).

A partir de los primeros datos de producción de ^{14}C disponibles a finales de la década de 1960, Roger Bray observó una correspondencia entre el cambio climático y la producción de radiocarbono (Bray 1968), definiendo así tanto un ciclo climático como un ciclo de variabilidad solar. Esto le llevó a proponer que los cambios en la actividad solar eran los responsables de los cambios climáticos. El ciclo solar puede observarse claramente en los datos de radiocarbono a partir del

espaciado de unos 2.500 años de mayor producción de $^{(14)}C$ en 12.650, 10.200, 5.250, 2.700 y 500 BP, correspondientes a todos los mínimos de Bray en el Holoceno y el Younger Dryas excepto B4, que carece de una firma de producción de ^{14}C similarmente notable (Fig. 5.8 óvalos).

El ciclo solar de Bray fue identificado de nuevo por Jan Houtermans en su tesis doctoral de 1971, y desde entonces ha sido confirmado múltiples veces de forma independiente. El faltante B4, que debería haber ocurrido alrededor de 7,8 kyr BP, la muy baja actividad solar alrededor de 8,3 y 7,3 kyr BP, la presencia de otros períodos de muy alta producción de ^{14}C entre 11,5 y 9 kyr BP (Fig. 5.8 puntas de flecha), junto con un período más corto para la oscilación 2700-500 BP son factores que han contribuido a que diferentes estudios difieran en la duración del ciclo solar Bray entre 2200 y 2600 años dependiendo de la metodología utilizada. En la tabla 5.1 se indican las fechas centrales correctas para los mínimos del ciclo de Bray, así como la duración de sus periodos. La brevedad del último periodo, con sólo 2200 años, es excepcional, ya que la mayoría de los periodos parecen estar comprendidos entre 2400-2600 años. Este tipo de variabilidad, y la ausencia de algunas oscilaciones no es inusual en la variabilidad solar, y el ciclo solar de 11 años presenta una variabilidad proporcionalmente mayor (9-14 años), y echó en falta varias oscilaciones entre 1650 y 1700.

Bray Low	Date (BP)	Period (yr)
B9	c. 20,500	–
B8	c. 17,500	3,000
B7	c. 15,000	2,500
B6	12,650	2,350
B5	10,200	2,450
B4	–	(2,475)
B3	5,250	(2,475)
B2	2,700	2,550
B1	500	2,200
Average		**2,500**

Tabla 5.1 Fechas y periodos del ciclo de Bray de 2500 años a partir de las tasas de producción de isótopos cosmogénicos
Las fechas centrales para el gran mínimo solar de tipo Spörer que marca los mínimos del ciclo Bray se dan en la columna central redondeadas al medio siglo más cercano. La duración del periodo se calcula a partir de los mínimos del ciclo, y la duración entre B5 y B3 se divide en dos y se muestra entre paréntesis.

A finales de la década de 1980, Sonett y Damon, a pesar de conocer los estudios de Bray y Houtermans, decidieron, en contra de la costumbre establecida, no bautizar el ciclo con el nombre de su descubridor, sino como Hallstattzei (más tarde Hallstatt) por una transición cultural de finales del Bronce a principios del Hierro en un yacimiento arqueológico austriaco durante el mínimo B2 del ciclo, hace 2800 años. Lo inapropiado de un nombre cultural humano de un periodo concreto para un ciclo solar que lleva actuando decenas de miles, y probablemente millones de años (Kern et al. 2012), además de la injusticia de ignorar a su descubridor, exigen que el ciclo sea rebautizado adecuadamente como ciclo Bray.

Una peculiaridad del ciclo solar de 2500 años es que modula la amplitud y la fase del ciclo solar de de Vries de 210 años (Sonett 1984; Hood & Jirikowic 1990). La amplitud del ciclo de Vries es máxima en los mínimos del ciclo de Bray (Fig. 5.9), y mínima a medio tiempo entre los mínimos, hasta el punto de hacerse imperceptible. Esta modulación se conoce desde 1984, pero se desconoce su causa. Sin embargo, demuestra que los ciclos solares de 2500 años y 210 años no son independientes, y puesto que el ciclo solar de 210 años de De Vries es más conocido por estar presente en el registro de manchas solares, constituye una fuerte evidencia para el ciclo solar de 2500 años.

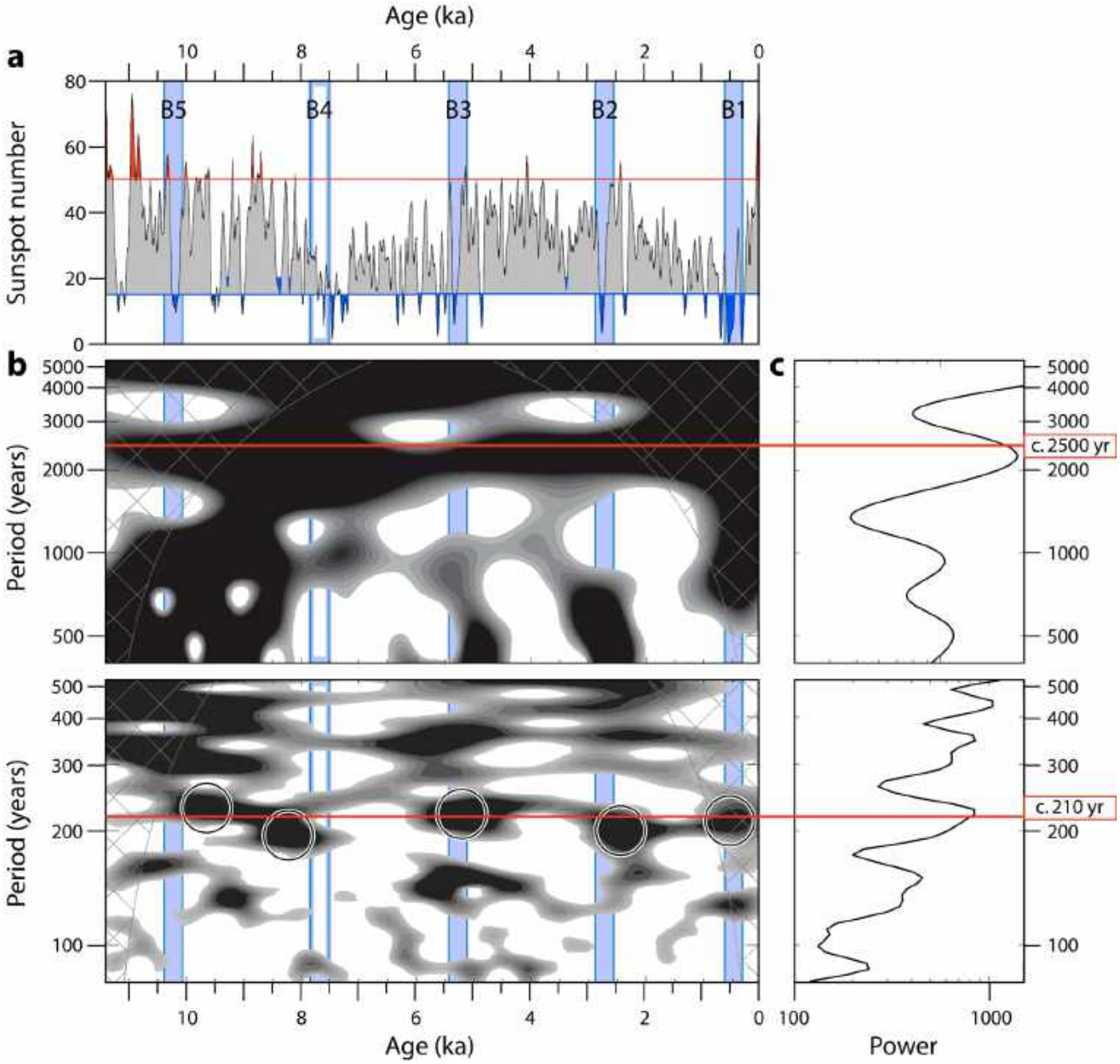


Fig. 5.9 Modulación del ciclo de de Vries por el ciclo de Bray
a) Reconstrucción de la actividad de las manchas solares a partir de los datos de ^{14}C. Las barras verticales azules muestran la posición de los mínimos del ciclo de Bray. **b)** Espectro Wavelet de los datos de (a). Los paneles superior e inferior corresponden a periodos de 500-5000 años y 80-500 años. El sombreado oscuro/claro indica la potencia alta/baja. Los círculos muestran la acumulación de la señal de 210 años cerca de los mínimos del ciclo de Bray, lo que indica que el ciclo de 2500 años modula el ciclo de 210 años. **c)** Espectros de frecuencia 2D correspondientes a (b). Las líneas horizontales rojas marcan la posición de las señales de 2500 y 210 en (b) y (c). Reproducido de Usoskin (2013) con permiso. © Usoskin (2013) CC BY-NC 3.0.

Esta propiedad de algunos de los ciclos solares cortos, de ser modulados por los ciclos largos puede observarse en el registro de manchas solares de los últimos 350 años, donde observamos que tanto los mínimos de Vries como los del ciclo centenario muestran progresivamente más actividad a medida que nos alejamos de los mínimos de Bray y milenario (Eddy), haciéndose menos conspicuos con el tiempo (Fig. 5.10). Así es como la actividad solar ha ido aumentando durante los últimos 400 años, al reducirse los periodos de actividad por debajo de la media, debido a esta modulación.

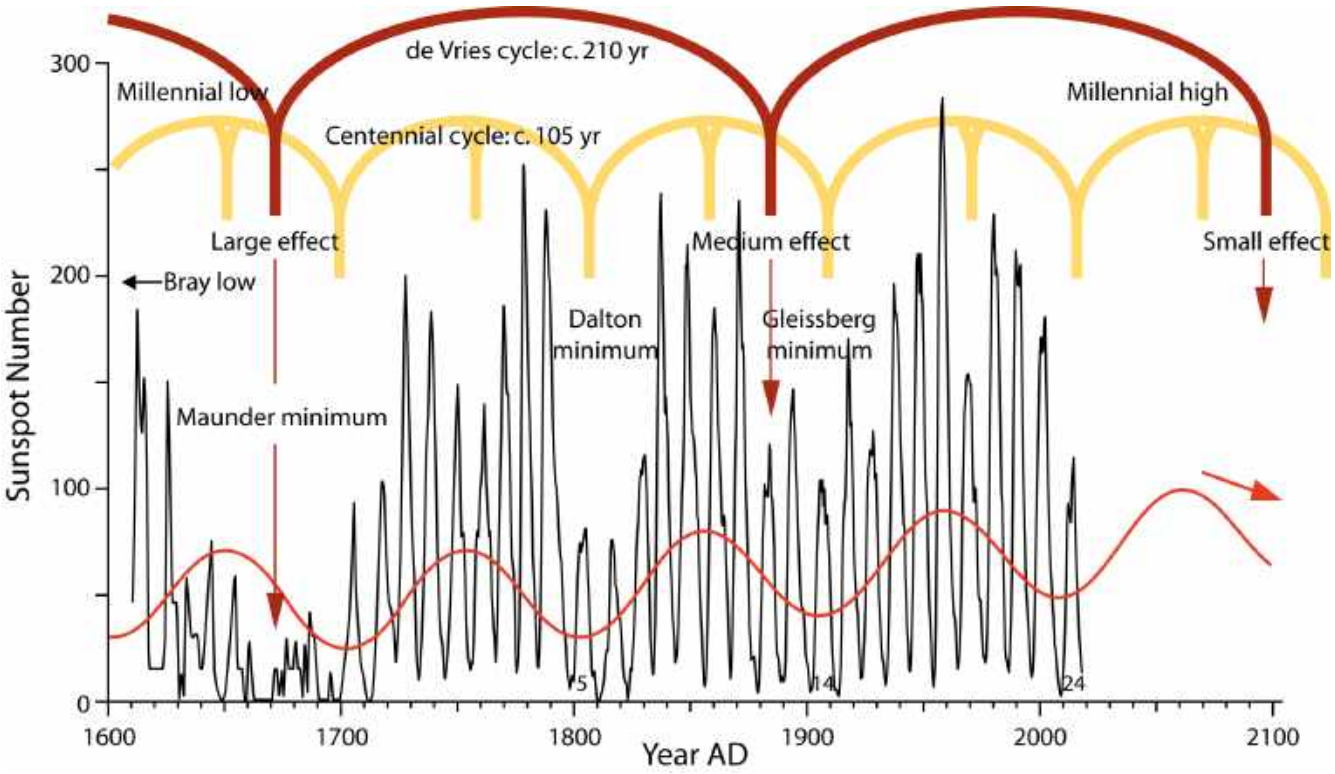


Fig. 5.10 Modulación de los ciclos solares cortos durante la era de los telescopios
Número de manchas solares (curva negra, a partir de 1700) reconstruido hasta 1610 utilizando grupos de manchas solares. Curva sinusoidal, función empírica ajustada para el ciclo solar centenario con un periodo de 103 años descrito por Tan (2011). El ciclo centenario (curva naranja gruesa) presenta mínimos de intensidad decreciente en 1700, 1805 (SC5), 1910 (SC14) y 2015 (SC24), pasando del mínimo milenario en c. 1600 d. C. al máximo milenario en c. 2100 d. C. El ciclo pentadecenal también se muestra como barras gruesas más cortas entre los mínimos centenarios. La modulación del ciclo de De Vries (curva gruesa de color rojo oscuro) también puede observarse, ya que el mínimo de hacia 1675 es mucho más bajo que el mínimo de hacia 1885. Cabe esperar que el mínimo de c. 2095 tenga un efecto aún menor. Así, avanzando desde el mínimo de Bray en c. 1500 d.C., vemos más actividad solar en cada mínimo centenario y bicentenario sucesivos.

La modulación del ciclo de de Vries por el ciclo de Bray permite identificar sus mínimos durante el último periodo glaciar, cuando los drásticos cambios climáticos oscurecieron el ciclo climático de c. 2500 años e hicieron que el registro cosmogénico fuera menos fiable. Adolphi et al. (2014), aislaron la señal de 180-230 años que contiene el ciclo de de Vries enΔ datos de producción de ^{14}C y flujo de ^{10}Be entre 22,5 y 10 kyr BP. Esta señal muestra la modulación del ciclo de Bray de 2500 años, permitiendo la identificación, aunque menos precisa, de la posición de los mínimos de Bray B7-B9 (Fig. 5.11; tabla 5.1) en c. 15, 17.5 y 20.5 kyr BP. Si son correctas, estas fechas apoyan una periodicidad para el ciclo solar de Bray entre 2450-2500 años, corroborando aún más su estrecha asociación con el ciclo climático que también parece estar más cerca de 2500 que de 2400 años. Los autores también proponen que, durante el Último Máximo Glacial, los mínimos solares se correlacionan con valores más negativos de $\delta^{18}O$ en el hielo (temperaturas más bajas) y van acompañados de una mayor acumulación de nieve y aporte de sal marina sobre Groenlandia Central (Adolphi et al. 2014; Fig. 5.11). Esto apoya la idea de que el ciclo climático de Bray también actúa durante los periodos glaciares.

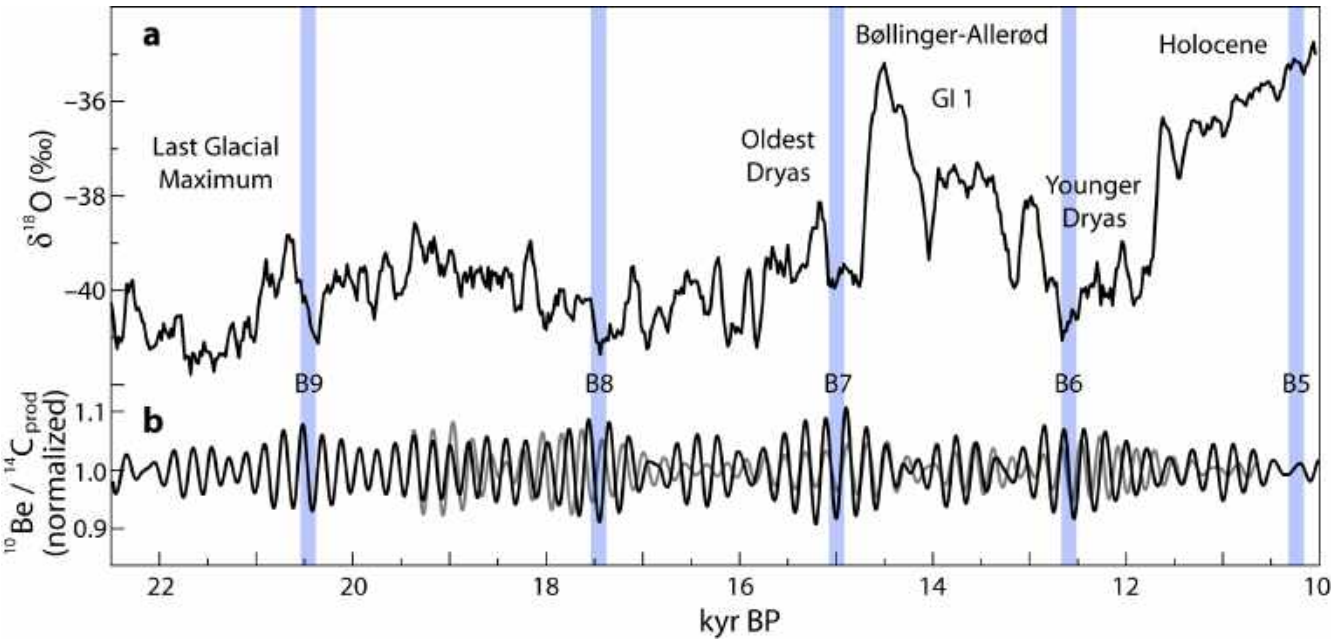


Fig. 5.11 El ciclo de Bray durante el último máximo glacial
a) GISP2 $\delta^{18}O$ Greenland temperature proxy on GICC05 timescale (after Seierstad et al. 2014), 80-yr averaged, for the period 10-22.5 ka**.** **b)** ^{14}C production rate (H82 speleothem, grey line) and ^{10}Be flux (black line), normalized to display only the variability in the 180-230 yr band to capture the solar de Vries cycle (210 yr). Según Adolphi et al. (2014). Debido a la modulación del ciclo de de Vries por el ciclo de Bray, los periodos de máxima variabilidad de de Vries corresponden a los mínimos del ciclo de Bray, y están espaciados por c. 2500 años, coincidiendo generalmente con periodos más fríos en Groenlandia. Esas posiciones también corresponden a picos en la tasa de producción de ^{14}C producidos por los grandes mínimos solares. GI, Interestadial de Groenlandia.

Las SGM no se producen de forma aleatoria a lo largo del registro cosmogénico, sino que tienden a producirse en grupos. La existencia de estas agrupaciones de SGM separadas por múltiplos de 200 años se conoce desde hace tiempo, y la agrupación Oort-Wolf-Spörer-Maunder del pasado milenio es el último ejemplo. Otros conglomerados han tenido lugar en diferentes momentos del Holoceno (Versteegh 2005). Usoskin et al. (2016), tras reconstruir la actividad solar de los últimos 9000 años, mostraron que las SGM tienden a estar estrechamente relacionadas con el ciclo de Bray, siendo más numerosas durante sus mínimos (Fig. 5.12b). Proponen que la dinamo solar cambia entre un modo normal y un modo de gran mínimo, y que la probabilidad de este cambio está modulada por el ciclo de Bray. Dado que las SGM en cúmulos tienden a espaciarse en múltiplos de 200 años, podríamos añadir que la combinación de un mínimo en el ciclo solar de Bray de 2500 años y un mínimo en el ciclo solar de de Vries de 210 años debe aumentar enormemente la probabilidad de que el sol entre en un gran mínimo. Como se explica en el capítulo 8, los mínimos del ciclo solar de Eddy de 1000 años también tienden a estar asociados a SGM.

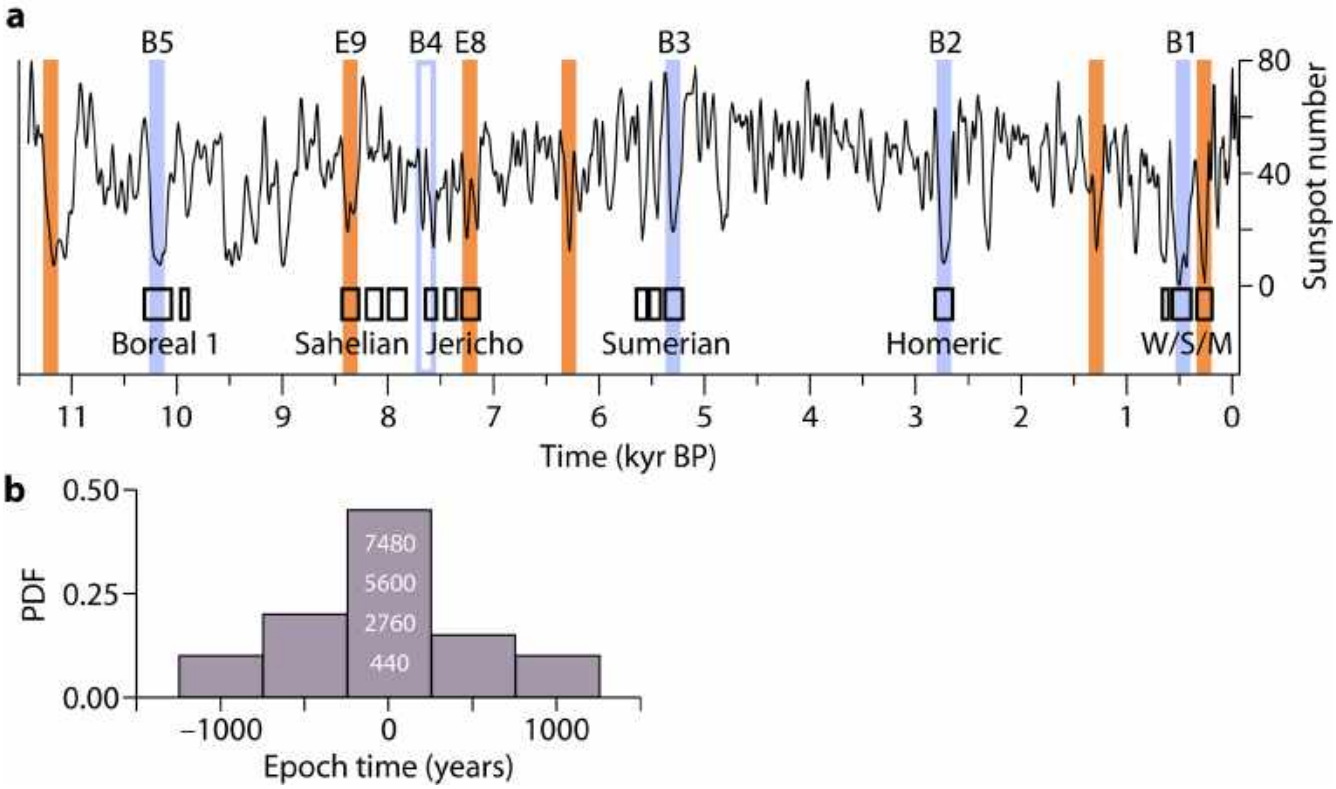


Fig. 5.12 Agrupación de grandes mínimos solares en los mínimos del ciclo de Bray
a) Reconstrucción de la actividad solar del Holoceno (manchas solares) a partir de datos de ^{14}C según Solanki et al. (2004) entre 11,4-8,7 kyr BP, y según Wu et al. (2018), a partir de 8,7 kyr BP. Las barras azules indican los mínimos del ciclo de Bray. Los recuadros negros corresponden a grandes mínimos solares cercanos a los mínimos del ciclo de Bray, con sus nombres o iniciales según Davis (1994). Las barras naranjas corresponden a algunos de los mínimos del ciclo solar Eddy de unos 1000 años, con sólo los mínimos de 8,3 (E9) y 7,3 (E8) kyr BP numerados. Esta figura ilustra la dificultad de identificar correctamente B4, una causa de la duración variable asignada al ciclo por diferentes análisis numéricos. **b)** Función de densidad de probabilidad (PDF) del momento de ocurrencia de los grandes mínimos en relación con el momento de ocurrencia del mínimo más cercano del ciclo de Bray, mediante análisis de épocas superpuestas, según Usoskin et al. (2016). Los tiempos de ocurrencia de los mínimos del ciclo de Bray se definieron considerando el promedio de dos segundos componentes de análisis de espectro singular de la reconstrucción del número de manchas solares de ^{14}C y ^{10}Be, y se indican con los números de la figura. Se aproximan mucho a las fechas indicadas en la tabla 5.1.

5.9 Hallstatt de 2300 años frente a Bray de 2500 años

La caracterización adecuada del ciclo solar Bray de 2500 años se enfrenta a un difícil problema derivado de la improbable coincidencia de un desafortunado conjunto de circunstancias. La mayoría de los autores han descrito este ciclo como un ciclo de 2300 años, y esa periodicidad es incompatible con el ciclo de 2500 años descrito aquí. Algunos autores lo describen como un ciclo de 2.400 años debido a un promedio de ambas periodicidades. Las fechas dadas en la tabla 5.1 para los mínimos del ciclo de Bray son consistentes con múltiples líneas de evidencia: su aumento en la tasa de producción de ^{14}C (Fig. 5.8); su fuerte efecto climático que resulta en el ciclo climático más prominente del Holoceno (Figs. 5.2 a 5.7, y Cap. 6); y para su modulación del ciclo solar de 210 años de De Vries (Figs. 5.9 y 5.11). Sin embargo, en lugar de producir esta periodicidad, todos los análisis de frecuencia de conjuntos de datos de isótopos cosmogénicos, como IntCal 13, o reconstrucciones de la actividad solar producen una periodicidad alternativa de 2300 años. Las razones son las siguientes:

- La ausencia de la baja B4. La ausencia o la naturaleza muy débil de este mínimo es realmente un problema para la correcta identificación del ciclo de Bray, dada su duración (sólo cuatro periodos posibles en el Holoceno). Hay dos periodos de baja actividad solar cercanos en el tiempo a donde debería estar B4, uno a 8,3 kyr BP y otro a 7,2 kyr BP, ambos pertenecientes a la frecuencia milenaria. Los proxies climáticos tienden a elegir el mínimo de 8,3 para el mínimo de su ciclo, debido al fuerte efecto climático del evento de 8,2 kyr. Los indicadores solares eligen el mínimo de 7,2, ya que está asociado a un conjunto más fuerte de grandes mínimos solares. Esto crea más confusión, ya que el ciclo climático podría parecer de 2600 años de duración (Fig. 5.3a y b), mientras que el ciclo solar parece de 2300 años.
- El periodo más corto del ciclo irregular de Bray fue el último, con sólo 2,2 kyr entre B2 a 2700 BP y B1 a 500 BP. La combinación de un mínimo ausente y un periodo muy corto impide que el análisis de frecuencia dé una señal fuerte en la frecuencia de 2500 años.

• La existencia de una periodicidad alternativa que partiendo del corto periodo B1-B2 construye un ciclo con una periodicidad más corta que continúa a través de la brecha en B4. Esta es la periodicidad que se está encontrando en todos los análisis de series temporales de la actividad solar (Fig. 5.13). Sin embargo, algunas pruebas indican que se trata de una periodicidad espuria, una infeliz coincidencia que podría haber confundido a los investigadores solares durante décadas.

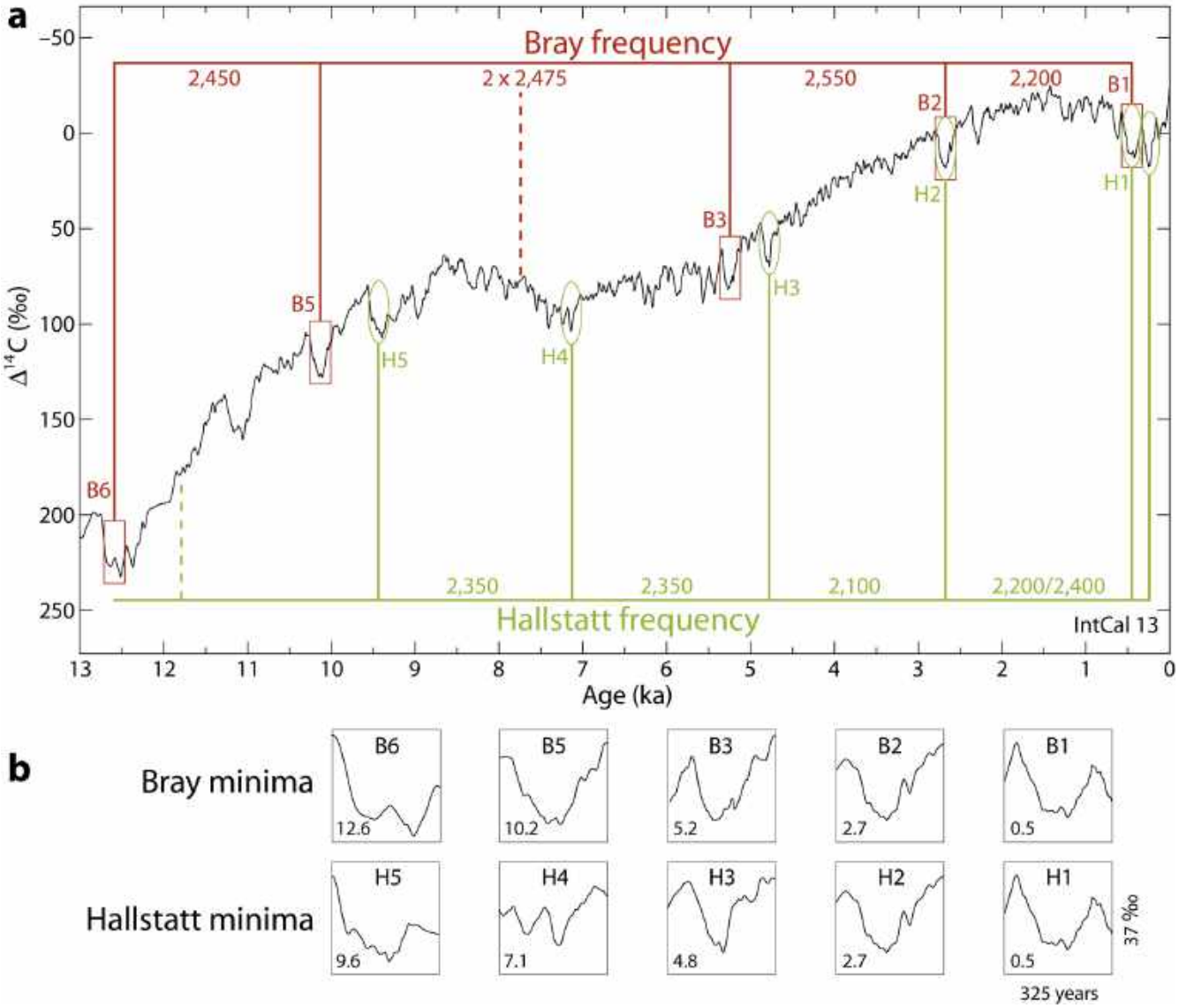


Fig. 5.13 Periodicidad del ciclo solar: 2500 frente a 2300 años
a) Curva de variabilidad del isótopo IntCal 13 atmosférico ^{14}C para el periodo de 0 a 13.000 años BP en una escala $\Delta(14)C$ invertida. Los mínimos identificados en la periodicidad de Bray de 2500 años (máximos de B1 a B6 en la producción de ^{14}C) se muestran mediante sus grandes mínimos solares (SGM) dentro de rectángulos con su separación en años indicada en la parte superior. El conjunto de mínimos que producen la periodicidad de Hallstatt de 2.300 años (H1 a H5) se muestran mediante sus SGM dentro de óvalos con su separación en años indicada en la parte inferior. Las líneas verticales discontinuas indican la falta de SGM en algunos mínimos de ambas periodicidades. **b)** Comparación de la SGM en los mínimos de ambas periodicidades, destacando la homogeneidad de la SGM de la periodicidad de Bray, compuesta en su totalidad por SGM de tipo Spörer, frente a la heterogeneidad de la SGM de la periodicidad de Hallstatt, con una SGM de tipo Maunder (H3) y una SGM atípica (H4).

Entonces, ¿cómo sabemos cuál es la periodicidad correcta? Ambas periodicidades dependen del gran mínimo de Homer en 2700 BP por falta de alternativas, pero antes deben depender de diferentes grandes mínimos solares (SGM) para producir las diferentes periodicidades (Fig. 5.13). Varias líneas de evidencia apoyan la periodicidad de 2500 años, a pesar de ser más irregular durante los últimos 10.000 años.

La periodicidad de 2500 años se basa en una SGM homogénea. B6, B5, B3, B2, y B1 son todas SGM de tipo Spörer, caracterizadas por durar unos 200 años (más que las SGM de tipo Maunder), y mostrar un aumento del 20‰ en la producción de ^{14}C (Fig. 5.13b). Por tanto, el ciclo solar Bray de 2500 años se caracteriza por la presencia de SGM de tipo Spörer en sus

mínimos. Por el contrario las SGM de 2300 años de periodicidad Hallstatt son heterogéneas, incluyendo SGM tipo Maunder o incluso más cortas (H3, H4; Fig. 5.13b), con cambios variables en las tasas de producción de ^{14}C.

Todos los mínimos del ciclo Bray de 2.500 años de los últimos 11.000 años (sin contar el desaparecido B4) corresponden a algunos de los periodos más intensos de cambio climático abrupto del Holoceno que conocemos (revisados en el Capítulo 6). Por el contrario, el ACE de 4,7 kyr que corresponde a H3, aunque reconocible en los registros climáticos indirectos (véanse Fig. 4.18 y tabla 4.1) es tan poco notable que es mayoritariamente desconocido y raramente mencionado en la literatura científica. El aumento de 9,6 kyr en la producción de ^{14}C correspondiente a H5 en la periodicidad de Hallstatt plantea un desafío aún mayor. Muestra un aumento del 28‰ en la producción $^{de\ (14)}C$, con mucho el mayor dentro del Holoceno. Sin embargo, la mayoría de los cambios climáticos detectables se producen más tarde y parecen estar asociados a la SGM que tuvo lugar a los 9,3 kyr BP (ver Fig. 4.18 y tabla 4.1), que forma parte de la periodicidad milenaria. El contraste entre el enorme aumento de la producción de ^{14}C y la falta de un efecto climático detectable sincrónicamente es tan notable que es posible que el gran aumento de ^{14}C no se deba a una disminución correspondiente de la actividad solar, sino a un aumento de los rayos cósmicos galácticos. Una fuente conocida de rayos cósmicos galácticos tuvo lugar a principios del Holoceno, aunque su datación es muy incierta. Fue la formación de la supernova Vela, que según Sushch & Hnatyk (2014), tiene una edad hidrodinámica de 7-12.000 años. Es tentador pensar que el mayor aumento de rayos cósmicos en el Holoceno que no tiene como coetáneo un cambio climático significativo no se debió a la disminución de la actividad solar, sino a una supernova cercana.

La periodicidad de Hallstatt de 2300 años termina a los 9,5 kyr BP. La mayoría de los estudios sobre esta periodicidad utilizan un registro demasiado corto para detectar su final. Weiss & Tobias (2016) usan 9.400 años; Vasiliev & Dergachev (2002) usan solo 8.000 años; Beer et al. (2017) llegan hasta los 10.000 años. La figura 5.13 muestra que no hay ninguna SGM adecuada para la periodicidad de 2300 años después de 9,5 kyr. Esto se ve confirmado por el análisis wavelet de los últimos 13.000 años de IntCal13, que muestra la ausencia de la frecuencia de 2300 años antes de 12 kyr BP (no mostrado). Por el contrario, aquí se ha demostrado que la periodicidad de 2.500 años es detectable en registros cosmogénicos de al menos 20,5 kyr BP con esa periodicidad (Figs. 5.8 y 5.11).

La última línea de evidencia proviene de la capacidad del ciclo de 2500 años para modular el ciclo de 210 años (Fig. 5.9; véase también Fig. 8.11g). El mínimo de la periodicidad de 2300 años a 7,2 kyr BP (H4 en Fig. 5.13) no muestra las oscilaciones de gran amplitud de 210 años que caracterizan los mínimos del ciclo solar largo (Beer et al. 2017; Fig. 5.9). Esto indica que el mínimo de H4 no pertenece al ciclo solar de Bray. En realidad, el mínimo de actividad solar de 7,2 kyr pertenece al ciclo solar milenario de Eddy, que no muestra una modulación del ciclo solar de 210 años y que se revisará en el capítulo 8.

Las tres razones enumeradas al principio de esta sección y las cuatro líneas de evidencia anteriores apoyan que la periodicidad correcta para el ciclo solar irregular de Bray es de 2500 años. Esto hace que el ciclo climático de Bray y el ciclo solar de Bray coincidan, ambos con un débil mínimo en el 8º milenio BP. El análisis de series temporales es notoriamente propenso a errores, pero podría ser difícil de aceptar por muchos que la clara periodicidad de 2300 años en los proxies solares no sea la periodicidad real sino el resultado de un desafortunado conjunto de coincidencias. Mirar más allá del resultado numérico, hacia la naturaleza de los datos y extender el análisis a datos anteriores al Holoceno debería ayudar a aceptar el resultado reportado. Mientras se mantenga la periodicidad errónea de 2300 años, será muy difícil encontrar la causa de este ciclo solar y dilucidar sus efectos climáticos, ya que nos estaremos fijando en momentos equivocados.

5.10 La relación entre el sol y el clima

Dada la fuerza de la correlación entre ciclos pasados de cambio climático y ciclos en la producción y deposición de isótopos cosmogénicos, como el ciclo de Bray, la relación solar-clima se acepta en paleoclimatología como no controvertida. Dieciséis de los veintiocho (57%) artículos cuyas pruebas climáticas se han revisado en las cifras de este capítulo afirman explícitamente que es probable que los cambios en el forzamiento solar sean la causa de los cambios climáticos observados, y sólo uno los descarta explícitamente. Entonces, ¿por qué la relación solar-clima es tan controvertida fuera del campo de la paleoclimatología?

"La realidad del Mínimo de Maunder y sus implicaciones de cambio solar básico puede no ser sino una derrota más en nuestra larga y perdida batalla por mantener el sol perfecto, o, si no perfecto, constante, y si inconstante, regular. Por qué pensamos que el sol debería ser cualquiera de estas cosas cuando otras estrellas no lo son es más una cuestión de ciencias sociales que de ciencias físicas" (Eddy 1976).

Hay tres objeciones principales que plantean los detractores de la teoría solar-climática, y dos de ellas se revisarán aquí, ya que son pertinentes para el ciclo de Bray. Dado que la estrecha relación entre los cambios climáticos del pasado y los cambios en el registro de isótopos cosmogénicos es innegable, la primera objeción consiste en afirmar que es probable que el registro cosmogénico esté contaminado por el clima y que, por tanto, es más un registro climático que un registro de actividad solar. La segunda objeción es que, por suerte, el sol es extraordinariamente constante y, por tanto, los pequeños cambios medidos en la irradiancia solar total (IST) entre un máximo y un mínimo de 11 años son de aproximadamente un 0,1% y producen un efecto muy pequeño, casi indetectable, sobre el clima. Como no hay pruebas de que los cambios fueran mucho mayores durante el último gran mínimo solar, el Mínimo de Maunder, no conocemos ningún mecanismo que produzca los

cambios climáticos observados. La tercera objeción es que durante las últimas cuatro décadas la actividad solar y las temperaturas globales han ido en direcciones opuestas. Trataré esta objeción con más detalle en el capítulo 11, pero de momento baste decir que la actividad solar no disminuyó entre 1970 y 1995, y que es sólo uno de los diversos forzamientos que actúan sobre el clima, por lo que no cabe esperar que las temperaturas sigan siempre a la actividad solar, incluso si la hipótesis de que la variabilidad solar tiene un gran efecto sobre el clima es correcta.

Desde el principio se ha sabido que el registro de isótopos cosmogénicos se ve afectado por los cambios climáticos. El registro$\Delta^{14}C$ se ve afectado por los cambios en el ciclo del carbono. Cuando los océanos se enfrían absorben más CO2 , y para una tasa de producción constante la relación $^{14}C/^{12}C$ aumenta. Los cambios en la vegetación van en sentido contrario, ya que las plantas liberan CO2 durante los periodos de enfriamiento. En una escala de años a aproximadamente una década domina la respuesta más rápida de las plantas, mientras que para períodos de décadas a milenios domina la respuesta más lenta de los océanos. La reconstrucción de la actividad solar a partir de$\Delta^{14}C$ incluye un modelo del ciclo del carbono, normalmente un modelo de caja, pero los cambios en el nivel del mar asociados a la fusión de las capas de hielo durante la deglaciación suelen considerarse demasiado grandes para ser modelizados adecuadamente, por lo que las reconstrucciones de la actividad solar a partir de$\Delta^{14}C$ suelen abarcar sólo el Holoceno. ^{10}La deposición de Be en los polos se ve afectada en por las erupciones volcánicas estratosféricas y las tasas de precipitación. El $SO_{(2)}$) volcánico y las tasas de precipitación medidas a partir de núcleos de hielo se tienen en cuenta al reconstruir la actividad solar a partir del ^{10}Be. El nivel de concordancia, en general muy bueno, entre las reconstrucciones de la actividad solar a partir de$\Delta^{14}C$ y ^{10}Be para el Holoceno indica que cualquier contaminación remanente debe actuar de manera similar sobre las diferentes vías de deposición de ambos isótopos. Esto es posible, ya que un enfriamiento significativo aumentaría$\Delta^{14}C$ debido a una mayor absorción de CO2 por los océanos, mientras que podría aumentar ^{10}Be al reducir las tasas de precipitación. Pero como todo indicador climático requiere una evaluación cuidadosa de los muchos factores que le afectan, como las tasas de sedimentación o la fuerza de la surgencia, para proporcionar información precisa, la cuestión no es si hay contaminación climática en el registro cosmogénico, sino si el registro reconstruido proporciona un indicador suficientemente bueno de la actividad solar.

Una prueba disponible para responder a esta pregunta es examinar la reconstrucción a partir de isótopos cosmogénicos durante el periodo en el que disponemos de información sobre la actividad solar procedente de otras fuentes que no pueden verse afectadas por el clima. La comparación de los registros cosmogénicos de los últimos 400 años con el registro de manchas solares muestra un muy buen nivel de concordancia (Fig. 5.14) a pesar de que este periodo sufrió un intenso cambio climático, desde las profundidades de la LIA hasta el calentamiento global actual. Las auroras son más frecuentes cuanto mayor es la actividad solar, y utilizando registros históricos de auroras que se remontan 1000 años atrás, observamos que la correlación sigue siendo positiva para todo el periodo, y que pueden reconocerse claramente máximos y mínimos similares, incluyendo un periodo de alta actividad solar y frecuentes auroras alrededor del año 1100 d.C. en la época del conocido Periodo Cálido Medieval (PMM; Hood & Jirikowic 1990; Fig. 5.14b). La conclusión es que, dentro de unas expectativas razonables, el registro cosmogénico refleja la actividad solar y, por tanto, es un proxy útil para la misma.

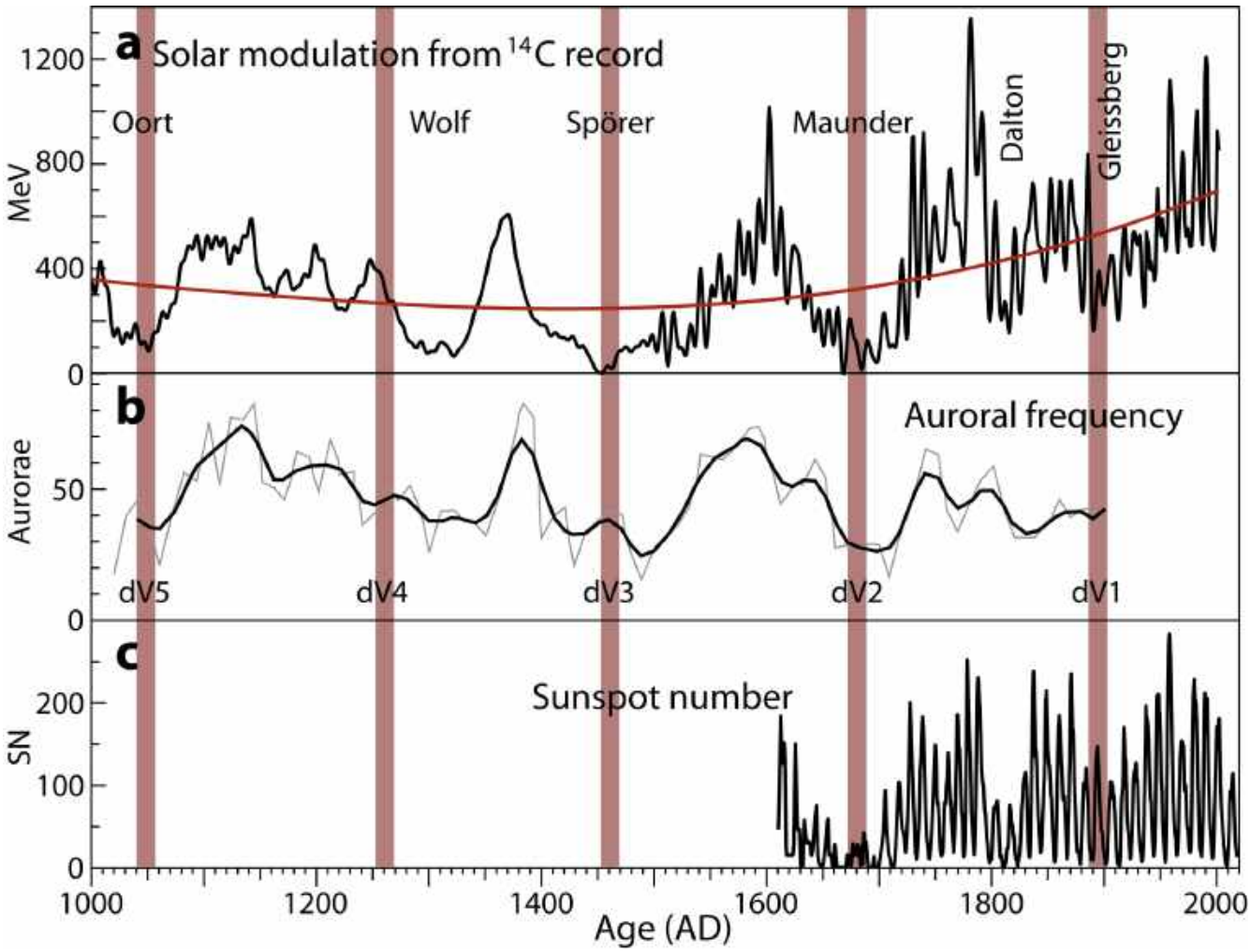


Fig. 5.14 Correlación entre la producción de isótopos cosmogénicos y la actividad solar
a) Curva negra, función de modulación solar basada en la tasa de producción de ^{14}C, tras filtrado de paso bajo a una frecuencia de corte de 1/20 año^{-1}. La línea roja es la regresión cuadrática, destacando el gran aumento de la modulación solar (actividad solar) desde los mínimos de la Pequeña Edad de Hielo. Según Muscheler et al. (2007). **b)** Línea delgada, registro de frecuencia auroral de fuentes históricas. Línea gruesa, media de tres puntos. Según Hood & Jirikowic (1990). **c)** Número de manchas solares (WDC-SILSO) y número de grupo antes de 1700. Barras verticales, posición de los mínimos de Vries, espaciados unos 210 años. La actividad solar concuerda bien con la producción de ^{14}C, lo que indica que los registros cosmogénicos son una aproximación válida de la actividad solar.

El registro cosmogénico ha registrado fielmente la variabilidad solar centenaria durante los últimos mil años, tal y como se ha determinado a partir de los registros aurorales, y durante los últimos 400 años, tal y como se ha determinado a partir del número de manchas solares. Hood y Jirikowic (1990) proporcionan otro argumento a favor del origen solar del ciclo solar de Bray de unos 2.500 años. Si el ciclo de Bray fuera de origen terrestre, la modulación que produce sobre el ciclo de de Vries (Sonett 1984; Fig. 5.9) no debería ser observable en los registros de actividad solar, y el ciclo solar de c. 210 años debería aparecer no modulado en los fenómenos de actividad solar, como las manchas solares o las auroras. Sin embargo, como muestra la figura 5.14, la modulación es claramente observable, ya que los mínimos del ciclo de Vries (dV1 a dV5, Fig. 5.14) aumentan su actividad a medida que se alejan del mínimo de Spörer. De nuevo, la única conclusión posible es que la modulación causada por el ciclo de 2500 años, y el propio ciclo, son también de origen solar.

El estudio de otro ciclo climático corrobora la inverosimilitud de una contaminación climática del registro cosmogénico de tal magnitud que lo haría inadecuado para determinar la actividad solar en el pasado. Varios investigadores han identificado un ciclo de 1500 años que no aparece en los registros cosmogénicos durante el Holoceno. Kern et al. (2012) identificaron este ciclo, así como los ciclos de Bray y milenario en un sedimento lacustre del Mioceno de 10,5 Myr de antigüedad. Que estos ciclos sean tan antiguos habla de la estabilidad de sus causas a lo largo del tiempo, a pesar de los muchos cambios sufridos por la Tierra. Dentro del Holoceno, el ciclo de 1500 años ha sido identificado en múltiples registros proxy revisados en el capítulo 7. El ciclo climático de 1500 años no ha dejado rastro en el registro cosmogénico. Es difícil argumentar que algunos ciclos climáticos contaminan en gran medida el registro cosmogénico mientras que otros no.

5.11 Efecto de la variabilidad solar sobre el clima

Se ha demostrado que las reconstrucciones de la actividad solar a partir de registros cosmogénicos son una aproximación adecuada de la actividad solar. La segunda objeción que plantean los detractores de la teoría solar-climática es que no existe ningún mecanismo conocido por el que pequeños cambios en la TSI puedan causar un efecto importante en el clima. En realidad, se trata de una falacia *no secuencial*, porque supone que el efecto climático debe deberse a cambios en la TSI cuando no hay pruebas de ello. Los efectos del ciclo climático de Bray mostrados por los proxies revisados proporcionan una amplia evidencia del mecanismo implicado, que es confirmado por mediciones instrumentales, datos de reanálisis y modelización climática (revisado por Gray et al. 2010).

La variabilidad solar es mayor en la parte de onda corta del espectro, ya que la UV puede cambiar durante el ciclo solar de 11 años hasta en un 5-10%. Aunque constituye una pequeña parte de la TSI, la radiación UV tiene efectos específicos en la estratosfera y los océanos. La radiación UV de diferentes longitudes de onda a distintas alturas crea y destruye ozono en la estratosfera, al tiempo que la calienta. Los cambios en el ozono son difíciles de seguir, porque se ven afectados por el transporte de ozono dentro de la estratosfera y hacia la troposfera, y por procesos químicos que destruyen el ozono a partir de erupciones volcánicas y emisiones antropogénicas, pero los cambios medidos en el ozono total durante el ciclo solar son del orden del 3% (Fig. 5.15a). Esta variación es 30 veces mayor que la de la TSI durante el ciclo solar de 11 años. Como la estratosfera tiene una densidad muy baja, los cambios en el ozono van acompañados de cambios significativos en su perfil de temperatura que pueden ser de 0.5-1 °K en la estratosfera tropical para el ciclo solar , y de cambios en la presión que alteran la altura geopotencial de la tropopausa (Fig. 5.15b). Como el ozono está desigualmente distribuido latitudinalmente estos cambios alteran tanto los gradientes de temperatura como de presión entre la estratosfera ecuatorial y polar. Los cambios de presión se transmiten hasta la superficie alterando la distribución y la fuerza de la presión troposférica. El proceso se ve afectado tanto por la estacionalidad como por las oscilaciones estratosféricas, como la oscilación cuasi-bienal. Varios autores han demostrado una mayor probabilidad de días de bloqueo invernal sobre el Atlántico Norte durante los periodos de baja actividad solar. Esto tiene el efecto de aumentar la probabilidad de eventos muy fríos, como la tormenta de nieve de 2010 en el norte de Europa en el mínimo del ciclo solar 23-24, o la tormenta de nieve récord de 2021 Filomena sobre España en el mínimo 24-25.

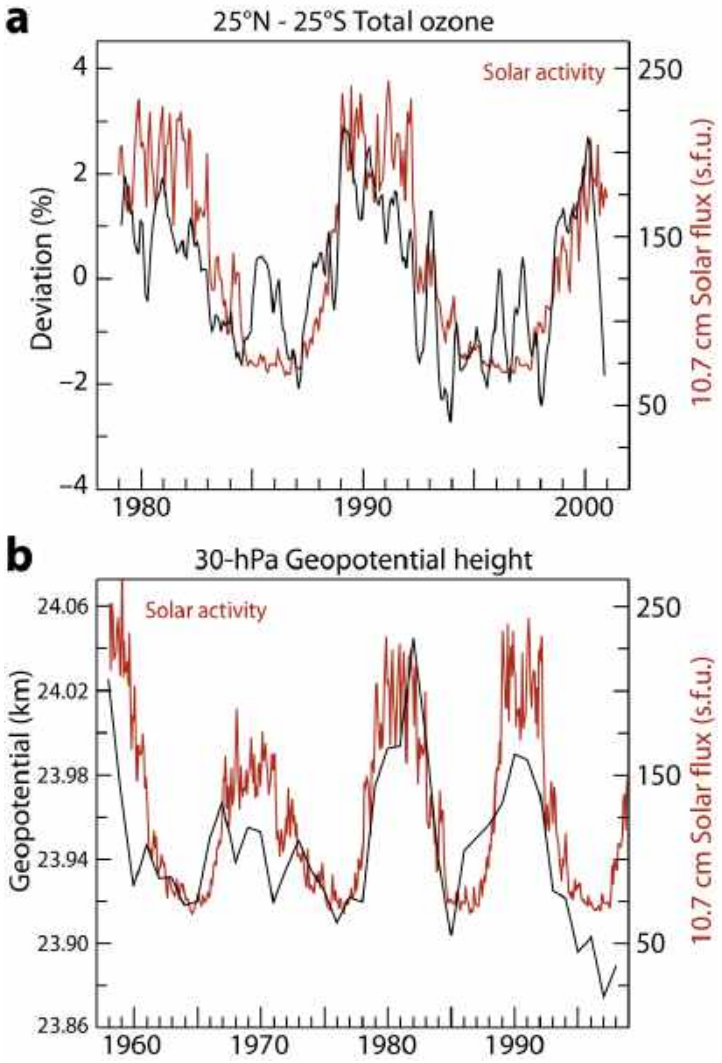


Fig. 5.15 Efectos estratosféricos de los cambios en la actividad solar
a) Desviaciones totales de ozono desestacionalizadas y ponderadas por área a partir de datos de satélite fusionados para la banda de latitud 25 S-25°° N. El flujo solar a 10,7 cm se muestra en rojo como aproximación a la variabilidad solar. Según Fioletov et al. (2002). **b)** Series temporales del flujo solar a 10,7 cm (línea roja) y de las alturas medias anuales a 30-hPa (línea negra) en km geopotenciales para el punto de cuadrícula 30N/150W. Según Labitzke (2001).

Los cambios inducidos por el sol en el gradiente de presión latitudinal provocan una reorganización atmosférica global en los vientos zonales que altera el momento angular de la atmósfera afectando a la velocidad de rotación de la Tierra (Le Mouël et al. 2010; véase la Secc. 10.6), pero como al cabo de unos años la dirección del cambio revierte con el ciclo solar, el efecto del ciclo solar de 11 años sobre el tiempo es pequeño. Sin embargo, cuando el nivel de actividad solar media cambia durante un periodo de varias décadas, la reorganización atmosférica avanza, haciéndose notar primero y provocando cambios importantes en el clima después. Uno de los efectos de los cambios inducidos por la variabilidad solar es provocar cambios en el gradiente latitudinal de temperatura (LTG, también Equator-to-Pole temperature gradient; Soon & Legates 2013). No se puede exagerar la importancia de este gradiente, ya que actúa como motor termodinámico del clima del planeta, y sus cambios periódicos con el ciclo de oblicuidad de Milankovitch se correlacionan con el ciclo glaciar y se había propuesto que era su agente causante (ver Fig. 2.17; Raymo & Nisancioglu 2003). Soon & Legates (2013) han demostrado que el LTG ha disminuido durante los periodos de calentamiento de la superficie y ha aumentado durante los periodos de enfriamiento de la superficie (Fig. 5.16), y los relacionan de forma convincente con los cambios en la actividad solar media. Estos efectos indican que el transporte de energía hacia los polos, un factor fundamental de estabilización del clima, se ve afectado por los cambios en la actividad solar (véanse los Capítulos 10 y 11).

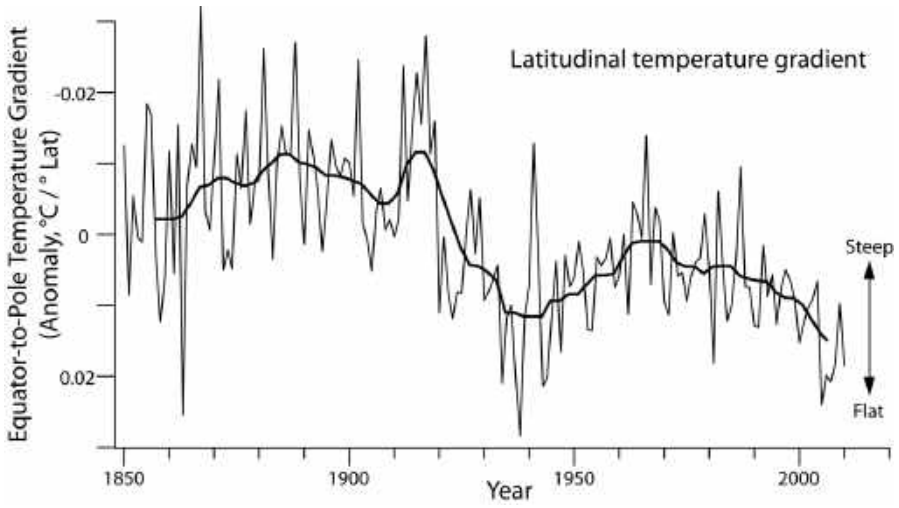


Fig. 5.16 El gradiente latitudinal de temperatura
LTG medio anual en todo el hemisferio norte (° C/° Latitud; línea delgada) y media corrida suavizada de 10 años (línea gruesa) de 1850 a 2010. Los valores se expresan como anomalías respecto a la media del periodo 1961-90. La escala está invertida. Dado que la LTG media es fuertemente negativa, los valores de anomalía positivos reducen el gradiente (Polo más cálido y/o Ecuador más frío), mientras que los valores de anomalía negativos lo aumentan (Ecuador más cálido y/o Polo más frío). Los periodos de calentamiento global provocan una disminución del LTG. Según Soon & Legates (2013).

Se sabe que, al menos desde 1979, la circulación Hadley se ha expandido hacia el polo a un ritmo de 0,5-1 °Lat/década en ambos hemisferios (Hu & Fu 2007). La causa es incierta y se han propuesto tanto los cambios en el ozono como los GEI. En el capítulo 11 se propone una explicación alternativa. Los modelos indican que la expansión podría haber tenido lugar durante la mayor parte del siglo XX. Utilizando modelos, Sadourny (1994) atribuyó a la disminución de la actividad solar una contracción de la célula de Hadley y de los sistemas monzónicos asociados como agentes causantes de los cambios climáticos que tuvieron lugar durante el Mínimo de Maunder. La expansión de la circulación de Hadley observada actualmente coincide con la disminución de la LTG (Fig. 5.16) y es una explicación lógica ya que supone una expansión de los trópicos.

En la superficie de los océanos la radiación UV disminuye hasta alrededor del 3-5% de la TSI, pero puede penetrar en el agua tan fácilmente como el rango visible y es más energética, por lo que a pocos metros en el interior de los océanos, la radiación UV podría ser responsable de alrededor del 7-10% del calentamiento oceánico producido por la radiación solar y puede cambiar algunos puntos porcentuales durante el ciclo solar. Se ha informado de una estrecha correlación entre las temperaturas del agua subsuperficial y la TSI al sur de Islandia entre 818-1780 d. C. (Moffa-Sánchez et al. 2014).

Con toda esta información de la era instrumental, y la información revisada de registros proxy que cubren pasados mínimos del ciclo de Bray, se puede intentar explicar el efecto de una baja actividad solar prolongada en el cambio climático. Cuando se acerca el momento de un nuevo mínimo en el ciclo solar de Bray, la actividad solar comienza a disminuir, pero lo hace principalmente en los mínimos del ciclo de De Vries de 210 años que se vuelven más pronunciados debido a su modulación por el ciclo de Bray. La probabilidad de que se produzca una SGM aumenta y cuando finalmente tiene lugar puede ser del tipo Spörer (c. 150 años) o Maunder (c. 80 años), con una mayor tendencia a producir un cúmulo de SGM espaciadas unos 200 años, según el ciclo de de Vries. La actividad solar pasa a valores mínimos en la SGM y los cambios en el ozono estratosférico, la temperatura y la altura geopotencial inducen una reorganización atmosférica caracterizada por el debilitamiento del vórtice polar estratosférico invernal, la progresiva expansión de las células polares y la contracción de las células Hadley, y como resultado un empinamiento de la LTG que aumenta la cantidad de calor perdida por el planeta. Este proceso reversible de reorganización atmosférica es acumulativo y avanza muy lentamente. Esto explica por qué el siglo ^{XVIII}, con un nivel de actividad solar similar al del siglo XX, tuvo un clima diferente. La expansión de las células de Hadley y la reducción del LTG en el siglo XX se han basado en los niveles alcanzados en los dos siglos anteriores. La contracción de las células de Hadley en la SGM explica el desplazamiento hacia el sur (debilitamiento) de los monzones asociados a la circulación de Hadley (Fig. 5.5f), y la disminución de la fuerza del viento en la cuenca de Santa Bárbara que aumenta las precipitaciones (Fig. 5.5e). La expansión de las células polares explica el aumento de la fuerza del viento sobre Islandia (Fig. 5.3d), que parece depender del forzamiento Milankovitch. Con la expansión de las células polares se produce un aumento de la circulación polar impulsado por el fortalecimiento del Alto Siberiano, que produce un aumento de la deposición de sal sobre Groenlandia (Fig. 5.3a & b).

En el Atlántico Norte la disminución del diferencial de presión hace que la atmósfera entre en condiciones negativas persistentes de la NAO (Fig. 5.3e) como se muestra en la figura 5.17. Esto provoca que la Baja de Islandia y la Alta de las Azores se encuentren en un estado débil con mayor frecuencia, reduciendo la fuerza tanto de los vientos de Poniente como de las trayectorias de las tormentas y provocando su desplazamiento hacia el sur. Los niveles de precipitación aumentaron en Europa central (Fig. 5.5a), y suroccidental (Fig. 5.5c). El debilitamiento de los Westerlies reduce la contribución de las aguas

frescas y frías del giro subpolar al NAC que se vuelve más cálido y salado (Fig. 5.4b). La corriente en chorro empuja hacia el sur, enfriando el norte de Europa y el noreste de Norteamérica, y calentando Groenlandia a menos que dominen condiciones árticas muy frías. El calentamiento de la ZNC (Fig. 5.4d) aumenta las precipitaciones sobre Irlanda (Fig. 5.5d) y Noruega (Fig. 5.5b), mientras que las condiciones invernales más frías inducen la expansión de los glaciares a escala global (Fig. 5.2). El NAC más cálido y salino impide el cierre del NADW que experimenta una disminución (Fig. 5.4a), debido a la reducción del AMOC en respuesta a los vientos del Oeste más débiles. El crecimiento de los glaciares, las condiciones más frías y la advección de aguas más cálidas hacia el Ártico, favorecen un aumento del hielo a la deriva tanto al norte de Islandia (Fig. 5.4c) como en el Atlántico Norte (Fig. 5.6f).

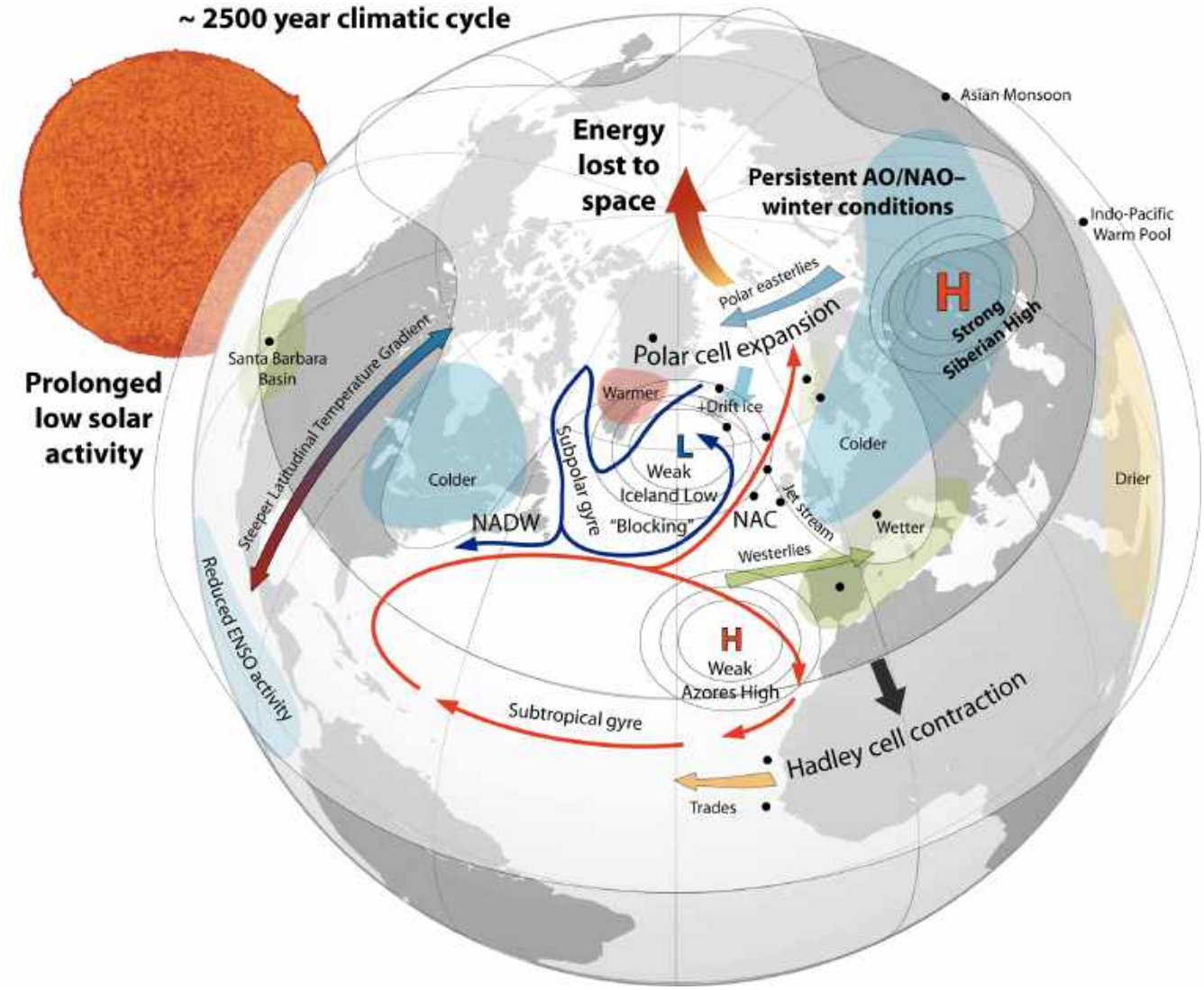


Fig. 5.17 Resumen de los efectos climáticos asociados a las bajas del ciclo de Bray
Los efectos globales están mediados por la intensificación del gradiente de temperatura latitudinal y un transporte de energía más intenso hacia los polos que causa una contracción de las células de Hadley y una expansión de las células polares y que resulta en un enfriamiento global. La contracción de las células de Hadley también restringe los patrones monzónicos, provocando condiciones más secas en las latitudes subtropicales. Las condiciones de El Niño se vuelven infrecuentes, alterando los patrones de precipitación. El Atlántico Norte se ve empujado a condiciones negativas persistentes de AO/NAO caracterizadas por la debilidad de los centros de presión de la Baja de Islandia y la Alta de las Azores. Esto reduce la fuerza de los vientos del oeste que toman una trayectoria más meridional cambiando los patrones de precipitación sobre Europa, y provocando condiciones de bloqueo sobre el Atlántico que permiten que el aire frío ártico se desplace hacia el sur. La contribución de las aguas frías y frescas del giro subpolar a la Corriente del Atlántico Norte (CNA) disminuye, volviéndose más cálida y salada, y aumentando las precipitaciones invernales sobre el norte de Europa provocando el avance de los glaciares. Una fuerte alta siberiana aporta condiciones más frías sobre el norte de Eurasia y aumenta la circulación polar sobre el Ártico y Groenlandia, incrementando la cantidad de hielo a la deriva hacia el sur. Groenlandia experimenta una inversión al desplazarse masas de aire frío hacia el norte de Europa y Norteamérica. NADW designa las corrientes de aguas profundas del Atlántico Norte. Los puntos negros indican la ubicación de algunos de los indicadores analizados en este capítulo que muestran una clara periodicidad de unos 2.500 años.

Los efectos globales de la reorganización atmosférica inducida por una baja actividad solar prolongada se multiplican porque esta condición empuja al sistema atmósfera-océano del Atlántico Norte a una condición negativa persistente de la NAO. Los efectos hidrológicos de la contracción de las células de Hadley son principalmente zonales en ambos hemisferios. Sin embargo, el efecto de enfriamiento del aumento del LTG es global y se propaga por casi todos los océanos (Figs. 5.6c, d, e, & 5.7), dando lugar a un enfriamiento global (Fig. 5.6a). Los efectos climáticos de la baja actividad solar sobre el Atlántico Norte son particularmente intensos (Fig. 5.17). Esta es la razón por la que los científicos discuten sobre la extensión regional frente a la global del MWP y la LIA. El Atlántico Norte es un punto caliente de la variabilidad climática planetaria tanto durante los periodos glaciares (ciclo D-O) como interglaciares (véase la sección 11.7).

El debate solar-climático ha sido largo pero poco fructífero hasta ahora. Los astrofísicos y los climatólogos de la era instrumental se atrincheran en los cambios de baja energía de la TSI como argumento en contra de la conexión. Pero la estratosfera está muy enrarecida y se necesita poca energía para alterarla significativamente. Después, el sistema climático aporta el resto de la energía oscilando hacia un estado diferente a través de la variabilidad interna. El LTG es un elemento crucial que determina cuánto trabajo realiza la energía al salir del planeta. Para una producción solar muy similar, por lo que sabemos, el LTG ha determinado si el planeta se encuentra en un invernadero, como actualmente, o en un invernadero como durante el Eoceno (Fig. 5.18). Por último, la Oscilación del Atlántico Norte amplifica la respuesta climática, convirtiendo un pequeño cambio en la producción solar en los fríos inviernos del Mínimo de Maunder. Los paleoclimatólogos tienen razón al atenerse a la evidencia de que la variabilidad solar, cuando es prolongada, tiene un efecto desproporcionado sobre el cambio climático y, al final, ganarán el debate. Los astrofísicos se equivocan de cuerpo del sistema solar para conocer la historia del Sol. La mejor forma de registrarla es aquí, en la Tierra. Puede que el sol no tenga memoria, pero está sujeto a ciclos multimilenarios cuya causa habrá que dilucidar. Reconocer la existencia de esos ciclos es un primer paso importante.

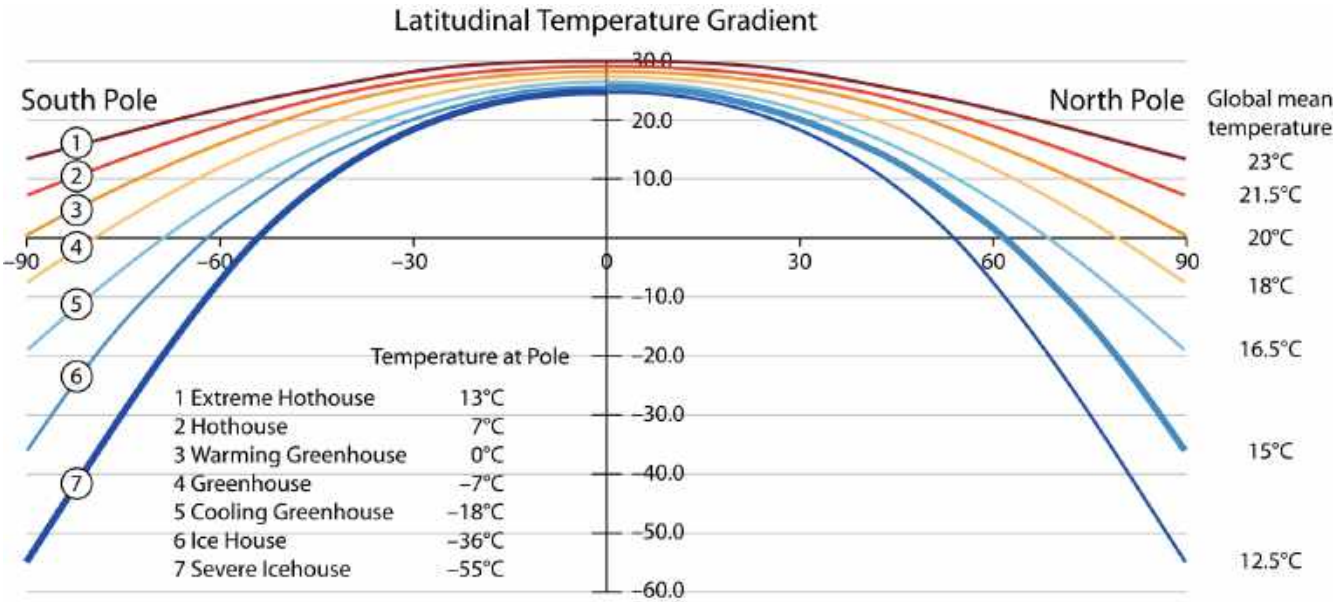


Fig. 5.18 Gradientes de temperatura de polo a polo del planeta
Latitud frente a temperatura (° C) Curvas polo a polo representativas de condiciones climáticas que van desde Extreme Hothouse a Severe Icehouse. Los números de la derecha indican la temperatura media anual correspondiente a cada curva (la TMA moderna es de 14,3° C). También se indican las temperaturas polares de cada una de las siete curvas de temperatura de polo a polo (la Antártida actual es de -55 °C). La temperatura media en el Ecuador también ha cambiado con el tiempo, pero mucho menos que en el resto del planeta. Las curvas de cada hemisferio son independientes. El clima actual se describe mediante la curva 7 para el hemisferio sur y la curva 6 para el hemisferio norte (curvas gruesas). Ahora estamos en condiciones de invernadero. Según Scotese (2016).

5.12 Conclusiones

5a. A finales de la década de 1960, Roger Bray propuso por primera vez un ciclo climático de 2.600 años basado en las transiciones de la vegetación y los grandes avances de los glaciares, y vinculado a la actividad solar.

5b. Este ciclo climático es claramente evidente en numerosos proxies de la región del Atlántico Norte y de otros lugares del mundo que reflejan cambios periódicos de unos 2.500 años en los patrones de viento, la fuerza y salinidad de las corrientes oceánicas, el hielo a la deriva, las precipitaciones y la temperatura.

5c. Este ciclo climático se corresponde en periodo y fase con un ciclo de isótopos cosmogénicos que pone de relieve la coincidencia de eventos de cambio climático de enfriamiento abrupto con grupos de grandes mínimos solares y periodos prolongados de baja actividad solar.

5d. La periodicidad correcta para el ciclo solar de Bray es de 2500 años, mientras que la periodicidad de Hallstatt de 2300 años no corresponde a un ciclo solar.

5e. El ciclo Bray de actividad solar parece actuar sobre el clima a través de cambios en los gradientes de temperatura y presión estratosféricos que se transmiten hacia la troposfera provocando una reorganización atmosférica, y a través de cambios en la cantidad de energía que calienta los océanos.

5f. Las pruebas indirectas, las mediciones de la era instrumental y los reanálisis apoyan la idea de que los mínimos del ciclo de Bray y una actividad solar prolongada por debajo de la media provocan una contracción de las células de Hadley y una expansión de las células polares, lo que acentúa el gradiente de temperatura latitudinal, disminuye las temperaturas globales y cambia los patrones de vientos y precipitaciones.

5g. En la región del Atlántico Norte, además, las oscilaciones del Ártico y del Atlántico Norte entran en una fase negativa invernal persistente durante los mínimos del ciclo de Bray, provocando una intensificación de los efectos climáticos invernales y haciendo que esta región sea especialmente sensible a la baja actividad solar. Esto ayuda a explicar por qué la Pequeña Edad de Hielo, aunque global, fue particularmente fuerte sobre Europa y Norteamérica.

6. EL EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO ABRUPTO EN LAS SOCIEDADES HUMANAS DEL PASADO

"A la vista de estos hallazgos, pedimos una evaluación multidisciplinar en profundidad del potencial de modulación solar del clima a escalas centenarias".
E. Rohling, P. Mayewski, R. Abu-Zied, J. Casford, & A. Hayes (2002)

6.1 Introducción

El papel de la variabilidad solar en el cambio climático, a pesar de tener una larguísima tradición científica, es actualmente minimizado como factor climático dentro de las hipótesis más aceptadas sobre el cambio climático. En la raíz de este olvido se encuentran dos problemas fundamentales. La variabilidad solar es bastante pequeña (alrededor del 0,1% de la irradiancia total), y no existe ningún mecanismo generalmente aceptado por el que la señal de la variabilidad solar pueda ser amplificada por el sistema climático.

Los progresos realizados para resolver estos problemas se revisarán en los capítulos 10 y 11, donde se presentan pruebas del papel de la variabilidad solar modulando el transporte meridional de energía. Mientras tanto, cada año se publica un número creciente de artículos científicos de paleoclimatología que defienden un papel significativo de la variabilidad solar en el cambio paleoclimático. En los experimentos de identificación de sistemas dinámicos se requiere una contribución mucho mayor de la actividad solar para explicar el Periodo Cálido Medieval (PMM) y la Pequeña Edad de Hielo (PIA; de Larminat 2016). Existe una clara contradicción entre las pruebas paleontológicas indirectas de un importante papel solar en muchos de los eventos climáticos abruptos (ACEs) del Holoceno (ver Fig. 4.18 y tabla 4.1) y nuestro conocimiento de los mecanismos del cambio climático. Esta contradicción debería resolverse dando prioridad a las pruebas sobre la teoría. Existen pruebas muy sólidas de que los periodos de baja actividad solar en el pasado, identificados por una mayor tasa de producción de isótopos cosmogénicos (^{14}C y ^{10}Be), tienen un alto grado de correlación con periodos de deterioro climático manifestado principalmente como descenso de la temperatura y cambios en las precipitaciones.

El análisis de frecuencia de la variabilidad solar durante el Holoceno identifica varios ciclos (McCracken et al. 2013a), como el ciclo de Schwabe de 11,4 años, el ciclo centenario de Feynman, el ciclo de de Vries de 210 años, el ciclo de Eddy de unos 1.000 años y el ciclo de Bray de unos 2.500 años (véanse los Capítulos 5 y 8). La comparación de los registros de variabilidad climática y solar lleva a la importante observación de que el periodo del ciclo está correlacionado con la amplitud del efecto climático observado y, en general, cuanto más largo es el periodo del ciclo, más profundo parece ser su efecto sobre el clima.

En este capítulo revisaremos las pruebas del efecto del ciclo de Bray de unos 2.500 años sobre el clima y las personas durante el Holoceno. Es importante destacar dos cosas. En primer lugar, que la variabilidad solar, aun siendo un factor importante que afecta al cambio climático, no es ni el principal ni el único. A escala multimilenaria, la temperatura de la Tierra parece depender principalmente de los cambios orbitales, en primer lugar de la oblicuidad, pero también de la precesión y la excentricidad. Otros factores, como los ciclos oceánicos y la actividad volcánica, también desempeñan a veces un papel importante. Por tanto, la variabilidad solar sólo explica parcialmente los cambios climáticos. Además, los ciclos solares son irregulares por naturaleza. El ciclo de Schwabe es un buen ejemplo. Descrito como un ciclo de 11 años en las manchas solares, puede durar entre 9 y 14 años. Su amplitud también es muy variable, y durante el mínimo de Maunder, entre 1620 y 1700 d.C., las manchas solares prácticamente desaparecieron. Otros ciclos solares presentan una irregularidad similar en cuanto a periodo y amplitud (véase el Cap. 8).

6.2 Los mínimos solares del ciclo de Bray de 2500 años

El efecto observado del ciclo solar Bray de 2500 años es la aparición de grandes mínimos solares (SGM) largos (tipo Spörer) o grupos de SGM en sus mínimos. Según Usoskin et al. (2007): *"la aparición de grandes mínimos muestra una cuasi-periodicidad débil (marginalmente significativa) de 2000-2400 años, que es un periodo bien conocido en los datos de ^{14}C... no se observan periodicidades claras en la aparición de grandes máximos".*

En un trabajo posterior, Usoskin et al. (2016), muestran que los SGM tienden a agruparse en los mínimos del ciclo de 2500 años. Según este análisis, un mínimo en el ciclo de Bray aumentaría la probabilidad de una SGM larga o un cúmulo de SGM que reduciría la temperatura y causaría cambios en los patrones de precipitación provocando un empeoramiento general del clima durante unos siglos. El final de la baja provocaría una vuelta a la actividad solar normal con un aumento natural de la temperatura que también puede durar algunos siglos.

El efecto climático de la SGM provocado por las bajas del ciclo de Bray, se revisa en el Cap. 5 (ver Secc. 5.11), y parece registrarse principalmente como una reducción significativa de las temperaturas invernales con un efecto menor en las

temperaturas estivales, y profundos cambios en los patrones de precipitación, generalmente registrados en la región mejor estudiada del Atlántico Norte como un aumento muy significativo de las precipitaciones en Escandinavia, Europa meridional y central y Oriente Medio, y por un debilitamiento de los Monzones de la India y Asia. Esta combinación produce un aumento de los inviernos fríos, más nieve, avances de los glaciares e inundaciones primaverales. El efecto sobre las sociedades humanas puede postularse como una mayor frecuencia de crisis alimentarias, disminución de la población, aumento de las migraciones , incremento de la violencia y mayor probabilidad de regresión o fracaso de la civilización. Es tan común que surjan nuevas civilizaciones tras las crisis climáticas que algunos arqueólogos han desarrollado la teoría de que el estrés medioambiental causado por el clima es un motor para el cambio social (Weninger et al. 2009; Roberts et al. 2011).

El Holoceno puede subdividirse climáticamente de diferentes maneras (Fig. 6.1). La subdivisión biológica (secuencia de Blytt-Sernander) y la subdivisión de temperatura, propuesta inicialmente por Ernst Antevs en 1948, muestran transiciones relacionadas con los mínimos del ciclo de Bray. Repasemos ahora lo que le ha sucedido al planeta y a las personas en esos momentos del Holoceno. Éstos han tenido lugar en torno a las siguientes fechas

- B1. 0,5 kyr BP. Pequeña Edad de Hielo
- B2. 2,7 kyr BP. Mínimo Subboreal/Subatlántico
- B3. 5,2 kyr BP. Transición del Holoceno medio. Ötzi enterrado en el hielo. Comienzo del período Neoglaciar
- B4. 7,7 kyr BP. Transición boreal/atlántica y cambio del régimen de precipitaciones
- B5. 10,3 kyr BP. Oscilación boreal del Holoceno temprano
- B6. 12,7 kyr BP. Comienzo del enfriamiento del Younger Dryas

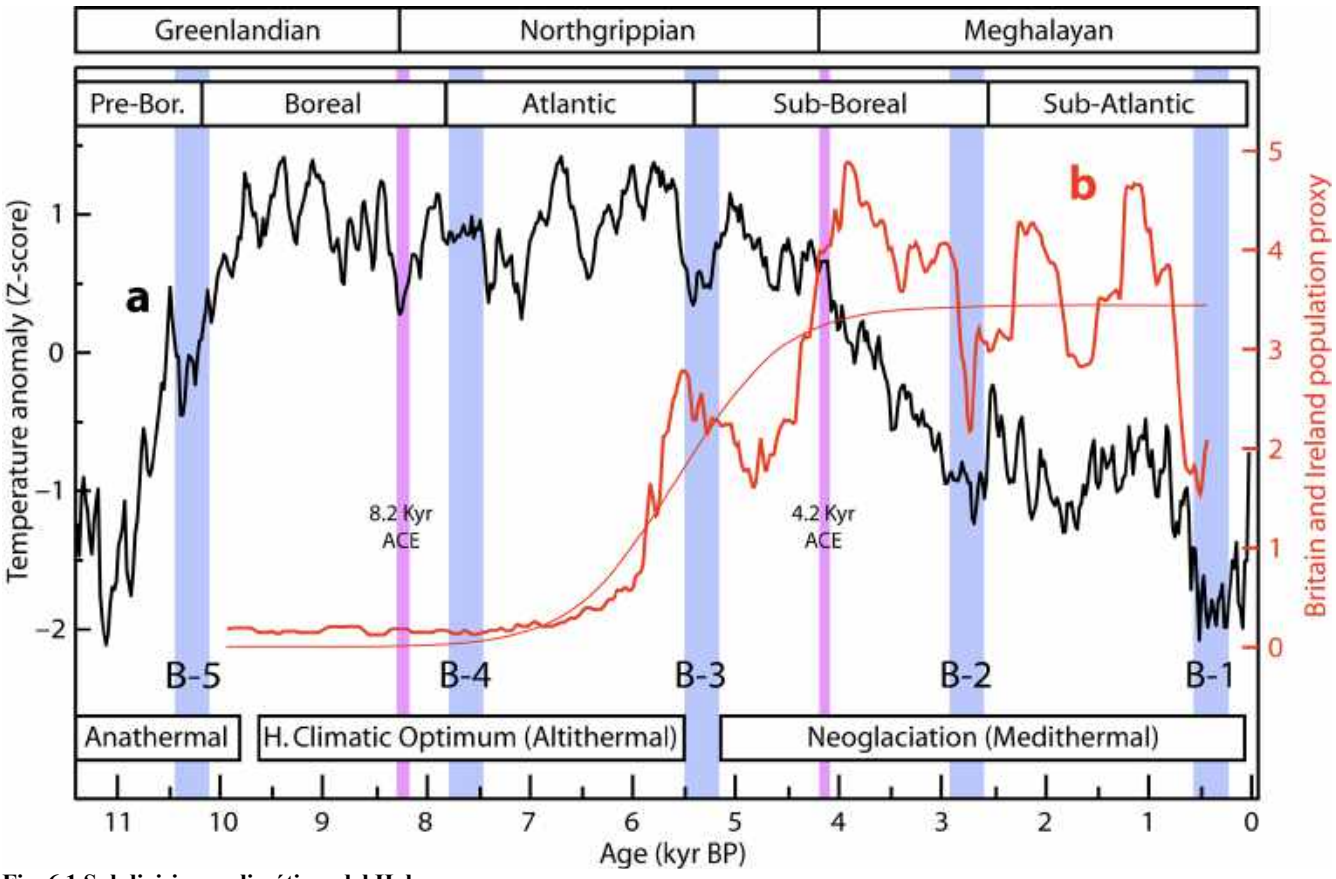


Fig. 6.1 Subdivisiones climáticas del Holoceno
Principales subdivisiones del Holoceno: Subdivisión estratigráfica en la parte superior. La subdivisión biológica, inmediatamente debajo, muestra un espaciado de unos 2500 años. Según Ammann y Fyfe (2014). Subdivisión clásica basada en la temperatura en la parte inferior. **a)** Curva gruesa negra, reconstrucción de la temperatura global a partir de 73 proxies (véase el capítulo 4), expresada como distancia a la media en desviaciones estándar (puntuación Z). **b)** Curva gruesa roja, distribución de probabilidad sumada de las fechas de radiocarbono antropogénico de Gran Bretaña e Irlanda como proxy de la población humana. Curva delgada roja, modelo logístico ajustado de crecimiento y meseta de la población. Según Bevan et al. 2017. Las desviaciones significativas a la baja de la población suelen coincidir con los mínimos del ciclo Bray de 2500 años de actividad solar (barras azules anchas etiquetadas como B-1 a B-5).

El ciclo de Bray ha desempeñado un papel importante en la evolución de las sociedades humanas. Al analizar las fluctuaciones del Holoceno en la población humana de Gran Bretaña e Irlanda, Bevan et al. (2017) encuentran un declive demográfico panregional en tres episodios que coinciden con los mínimos del ciclo Bray (Fig. 6.1b). En esos momentos las sociedades respondieron evolucionando y adoptando nuevas estrategias de obtención de alimentos, lo que demuestra que las perturbaciones relacionadas con el clima han sido motores casi periódicos del cambio social.

6.3 El evento de 10,3 kyr. La Oscilación Boreal

El quinto mínimo del ciclo de Bray, alrededor de 10,3 kyr BP, coincide con la SGM conocida como Boreal 1 y el empeoramiento del clima denominado Oscilación Boreal. En esa época el planeta seguía calentándose hacia el Óptimo Climático del Holoceno (HCO), debido al aumento de la oblicuidad y de la insolación estival latitudinal septentrional, y el ACE no parece haber constituido una inversión de tendencia importante, sino un periodo frío y húmedo relativamente breve para las zonas de las que tenemos mejores pruebas.

El ACE de 10,3 años y su SGM Boreal 1 asociado coinciden con el evento 7 de Bond de aumento de la descarga de icebergs en el Atlántico Norte (Bond et al. 2001; Fig. 6.2h), y con la mayor concentración de deposición de potasio no salado en el núcleo de hielo GISP2 de Groenlandia para el Holoceno (Fig. 6.2c). La presencia de potasio no salino en Groenlandia está asociada a la expansión del sistema de alta presión de Siberia que lleva las temperaturas polares a una amplia zona del Hemisferio Norte (Mayewski et al. 2004).

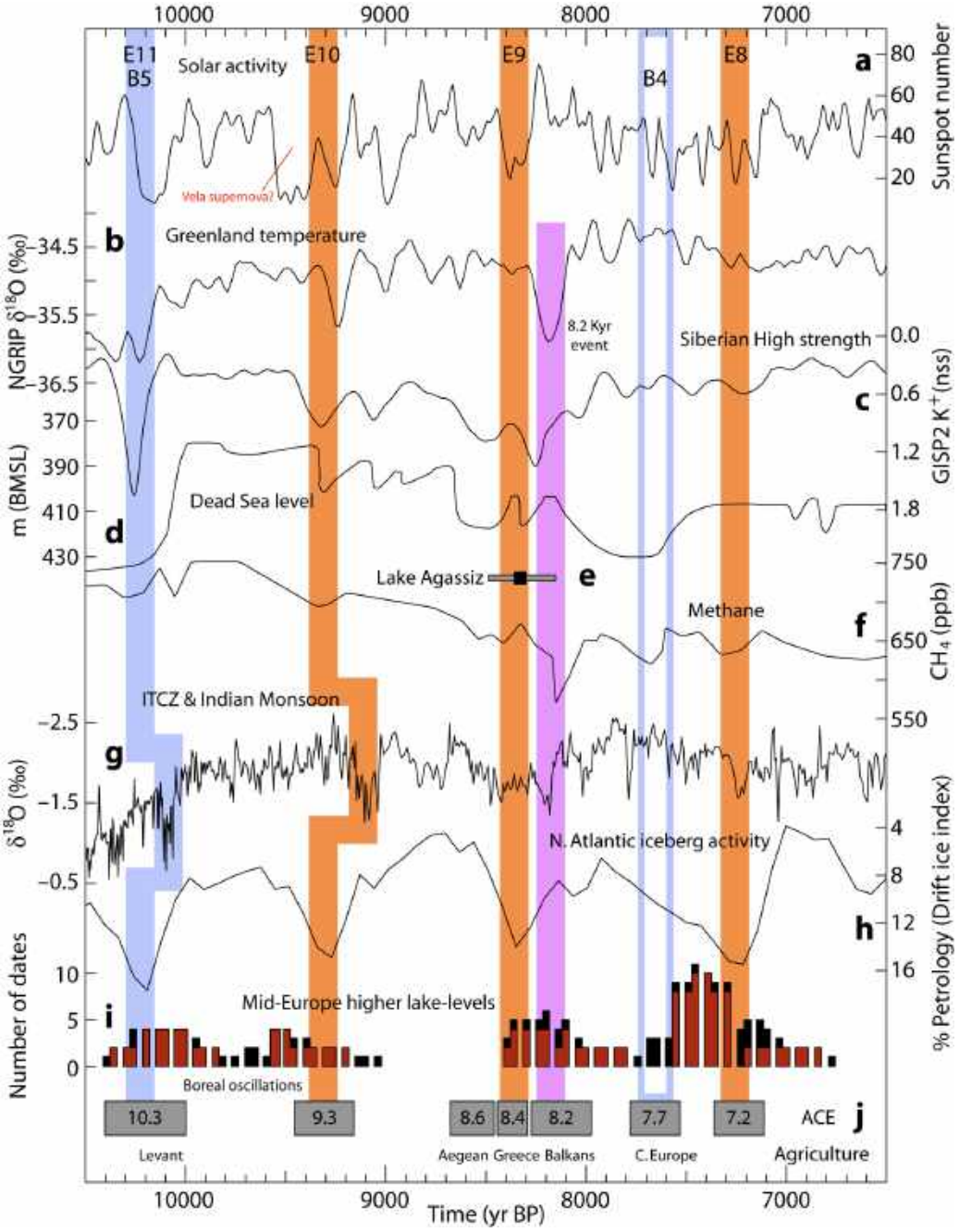


Fig. 6.2 Cambio climático en el Holoceno temprano

a) Reconstrucción de la actividad solar (número de manchas solares), según Solanki et al. (2004) hasta 8700 BP y según Wu et al. (2018) a partir de 8700 BP. Se propone que el enorme aumento de rayos cósmicos en 9500 BP sin la correspondiente ACE se debe a una fuente galáctica, tal vez la supernova Vela. **b**) Proxy de temperatura $\delta^{18}O$ NGRIP (miembros de NGRIP 2004) en la escala temporal GICC05, suavizada con un filtro triangular de 5 puntos. **c)** GISP2 no salino [K+] (ppb, invertido), un proxy de las condiciones polares altas de Siberia. Según Mayewski et al. (2004), suavizado con un filtro gaussiano. **d**) Nivel del Mar Muerto en metros por debajo del nivel medio del mar, como proxy de las precipitaciones en Oriente Medio. Según Migowski et al. (2006). **e)** Datación del estallido de los lagos Agassiz y Ojibway según Lewis et al. (2012). La barra gris representa el rango de error. **f)** Reconstrucción de los niveles de metano (ppb) a partir de datos de núcleos de hielo de Groenlandia según Kobashi et al. (2007). **g)** $\delta^{(18)}O$(‰, invertido) a partir del espeleotema de la cueva de Qunf (sur de Omán), un proxy de la fuerza del monzón indio (según la representación, más débil hacia abajo). Según Fleitmann et al. (2007). **h)** Pila de restos de hielo (invertida) de cuatro núcleos sedimentarios del Atlántico Norte como indicador indirecto de la actividad de los icebergs y de los episodios fríos, según Bond et al. (2001). **i)** Puntuación de episodios de nivel superior de lagos centroeuropeos de radiocarbono, anillos de árboles y fechas arqueológicas de 26 lagos de la región Jura-Alpes agrupados en intervalos de medio siglo. Se trata de un indicador indirecto de las precipitaciones en Europa Central. La puntuación indica la confianza, no la magnitud. Según Magny (2004). **j)** Eventos climáticos abruptos (ACE) identificados a partir de múltiples proxies con su fecha aproximada en kyr BP. Algunos de estos ACE han sido asociados por varios autores a la expansión de la agricultura en la región euroasiática (abajo). Véase el texto para más detalles. La barra azul vertical marca el quinto mínimo en el ciclo solar Bray de 2500 años, y

el undécimo mínimo en el ciclo solar Eddy de 1000 años. Una barra azul vacía marca el cuarto mínimo del ciclo solar de Bray de 2500 años. Las barras naranjas marcan los mínimos del ciclo solar Eddy de 1000 años. La barra violeta marca el ACE de 8,2 kyr.

El ACE de 10,3 kyr ha sido estudiado por Björk et al. (2001) y atribuido a una disminución del forzamiento solar. El evento está registrado en proxies de múltiples sitios en el Hemisferio Norte, como la temperatura de la superficie del mar de Noruega (SST) que muestra una caída de >2 ° C tanto en la temperatura de invierno como de verano que duró menos de 200 años. Este enfriamiento del mar noruego coincide con condiciones más duras en los registros lacustres de las Islas Feroe que muestran una disminución del polen de abedul y un aumento del polen de hierbas y gramíneas. Los pinos alemanes muestran en esa época un mínimo en la anchura de los anillos de los árboles y la cuenca de Santa Bárbara muestra un pico de oxigenación relacionado con el frío. Los núcleos de hielo de Groenlandia y el Tíbet muestran un mínimo del isótopo $\delta^{18}O$ (Björk et al. 2001, y referencias). El aumento de las precipitaciones en la región del Atlántico Norte se ve corroborado por el aumento del nivel de los lagos en el centro-oeste de Europa y en el centro de Italia (Magny 2004; Fig. 6.2i), y por el aumento de la descarga de icebergs (Bond et al. 2001). Los glaciares volvieron a avanzar en Noruega (el evento Erdalen; Dahl et al. 2002) y en el Tíbet (Seong et al. 2009).

En el mar Egeo, el aumento de la abundancia de la especie de dinocisto de agua fría *Spiniferites elongatus* indica una fuerte respuesta biológica al deterioro climático y a la disminución de la TSM en el Mediterráneo oriental durante el ECA de 10,3 años (Marino et al. 2009). Dentro de las incertidumbres de datación, se puede postular un periodo más seco coincidente para el monzón indio basado en un aumento del $\delta^{18}O$ espeleotemático en la cueva Qunf de Omán (Marino et al. 2009; Fig. 6.2g).

El deterioro climático descrito debe haber tenido un impacto en las sociedades prehistóricas, pero entonces la mayor parte del mundo estaba poblada por culturas cazadoras-recolectoras, y hay pruebas de que las poblaciones cazadoras-recolectoras mostraron resiliencia a un ECA anterior de 11,3 años en el noreste de Inglaterra (Blockley et al. 2018). En el Creciente Fértil, los humanos se encontraban en un estado pre o protoagrícola, con mayores densidades de población. En la época de 10,3 kyr ACE se estaba construyendo Göbekli Tepe, y Jericó, una de las ciudades más antiguas del mundo, fue la primera ciudad conocida que construyó una muralla datada con precisión en 10,3 kyr BP. Las funciones propuestas para la primera muralla de la ciudad se ajustan a lo que cabría esperar de un deterioro climático: función defensiva contra los asaltantes en busca de alimentos almacenados, o función protectora contra las inundaciones, ya que los depósitos de lodo indican que se habían hecho más frecuentes (Bar-Yosef 1986).

Sea cual fuere el motivo, las murallas de Jericó no parecen haber librado a la ciudad de los cambios sociales que suelen asociarse a las malas condiciones climáticas. Durante más de 700 años los habitantes de Jericó formaron parte de la cultura del Neolítico Prealfarero A (NEPAP), una extraña cultura caracterizada por convivir con sus muertos (enterramientos domésticos) y por la construcción de los primeros graneros. El ACE de 10,3 años marca el final del PPNA en Jericó (Weninger et al. 2009; Fig. 6.3). Hay una brecha de unos 200 años en las fechas de radiocarbono que sugiere un hiato o una fuerte reducción en la construcción y la habitación y después los habitantes de Jericó pertenecen a la cultura PPNB que tiene influencia anatolia, lo que sugiere la inmigración del norte, y se caracteriza por ovejas domesticadas, y un conjunto de herramientas de sílex diferente más avanzado. La cultura PPNB desaparece en el evento de 8,2 años, un mínimo climático que no pertenece al ciclo Bray de 2500 años.

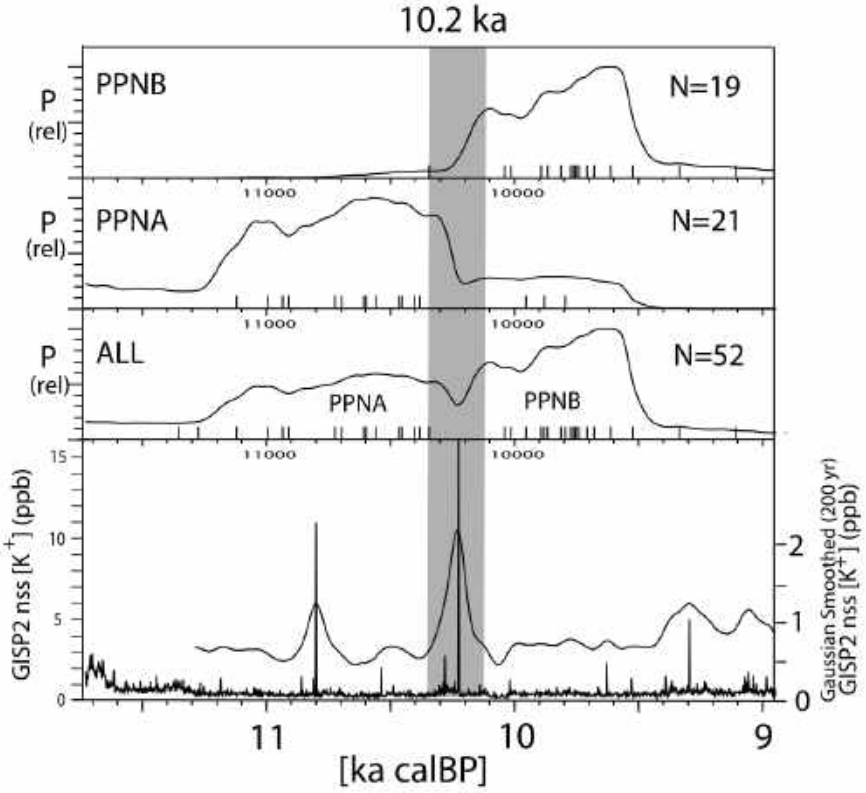


Fig. 6.3 Cambio cultural en Jericó coincidiendo con el evento de 10.3 kyr
Datos de radiocarbono de Jericó ordenados según el periodo cultural (Arriba: Neolítico Prealfarero B, PPNB; Medio: PPNA; Inferior: PPNA y PPNB combinados), en comparación con (gráfico inferior): Gaussiano suavizado (200 años) y proxy de iones potasio (no sal marina [K+]; ppb) de alta resolución GISP2 para el Alto Siberiano. La distribución calibrada de edades ^{14}C (periodización por radiocarbono) permite suponer un hiato entre PPNA y PPNB. Reproducido de Weninger et al. (2009) con permiso. © Weninger et al. (2009).

6.4 El complejo climático de 8,2 kyr

La segunda mitad del 9º milenio BP (7º milenio AC) fue testigo de una gran convulsión climática, quizá la mayor del Holoceno. Nuestra ignorancia sobre las causas de los cambios climáticos bruscos y la tendencia natural a atribuir cualquier cambio observado a un único acontecimiento están retrasando nuestra comprensión de este complejo periodo climático. Sólo recientemente algunos autores han empezado a reconocer la naturaleza heterogénea del llamado evento de los 8,2 kyr (Rohling & Pälike 2005; Gavin et al. 2011), que parece comprender tres ECA diferentes en rápida sucesión. El primer ECA parece haber comenzado hacia 8600 BP (6650 AC). La firma climática de esta ACE de 8,6 kyr es muy similar a la de la ACE de 3,1 kyr que ha estado implicada en el colapso del Bronce Tardío (Kaniewski et al. 2013). El ACE de 8.6-kyr se caracteriza por una fuerte reducción de las precipitaciones en Oriente Medio, como atestiguan los niveles del Mar Muerto (Fig. 6.2d). Al mismo tiempo hubo un aumento de la deposición de potasio no salino en Groenlandia (Fig. 6.2c), indicativo de un reforzamiento del Alto Siberiano, y una disminución del metano (Fig. 6.2f). Hubo un aumento de la actividad de los icebergs en el Atlántico Norte (Fig. 6.2h), pero los Monzones Indio y Asiático no se vieron afectados (Fig. 6.2h; ver también 4.18d). Rohling et al. (2002) han estudiado la ECA de 8.6 años en el núcleo LC21 del Mar Egeo donde detectan una caída abrupta en las especies de foraminíferos cálidos que representa una disminución de 2-4 °C en la TSM invernal. Lo atribuyen a un periodo multidecenal de predominio de aire polar frío y seco que llega al Egeo durante los inviernos desde el noreste. Estas condiciones también interrumpirían la trayectoria de las tormentas invernales del Atlántico Norte de llegar a Oriente Medio, lo que explicaría la sequía.

A los pocos años de esta sequía centenaria del Mediterráneo oriental, los agricultores de Anatolia central iniciaron una migración hacia las zonas costeras asiáticas de los mares Egeo y de Mármara, probablemente inducida por la hambruna provocada por el clima. En ese momento se interrumpió la ruta comercial de obsidiana de Capadocia hacia el sur de Levante (Weninger et al. 2014). Fue el primer paso hacia la expansión de la agricultura en Europa. En el Levante meridional, la cultura neolítica prealfarera B es sustituida por la cultura pastoralista yarmoukiana, portadora de cerámica. El ACE similar de 3,1 kir que también causó una profunda sequía en la zona del Mediterráneo oriental/Mar Negro parece haber contribuido a otra migración inducida por el hambre y provocada por el clima en la dirección opuesta por parte de los Pueblos del Mar durante el colapso del Bronce Tardío. Se desconoce la causa de las ACE de 3,1 y 8,6 kyr. Rohling et al. (2002) sugieren forzamiento

solar sobre la base de correlaciones entre registros proxy solares y registros proxy de reorganización atmosférica polar que coinciden con las condiciones del Alto Siberiano para producir el enfriamiento invernal de la TSM del Egeo. Ambas ACEs de 3,1 y 8,6 kyr coinciden con aumentos en la producción de isótopos cosmogénicos que preceden en 200 y 400 años a la SGM Saheliana 1 de 8,4 kyr y a la baja solar de 2,9 kyr y a la SGM Homérica de 2,7 kyr (agrupadas en este libro como ACE de 2,8 kyr). Este espaciamiento indica que los ACEs de 3.1 y 8.6-kyr podrían coincidir con fuertes mínimos del ciclo solar de de Vries de 210 años, reforzando la hipótesis del origen solar.

200 años después del ECA de 8,6 kyr, y coincidiendo con la primera SGM saheliana, tuvo lugar el ECA de 8,4 kyr. Revirtió muchos de los efectos del 8.6-kyr ACE aumentando las precipitaciones en Oriente Medio (Fig. 6.2d) y Europa Central (Fig. 6.2i). Con el aumento de las precipitaciones se produjo un aumento del metano (Fig. 6.2f) probablemente debido a la recuperación de los humedales. La actividad de los icebergs del Atlántico Norte alcanzó un máximo (Fig. 6.2h), lo que indica tanto un enfriamiento como un aumento del flujo de agua cálida a través de la Corriente del Atlántico Norte. Tanto el Monzón Indio (Fig. 6.2g) como particularmente el Monzón Asiático (ver Fig. 4.18d) sufrieron un fuerte debilitamiento. La temperatura de Groenlandia no se vio muy afectada (Fig. 6.2b), ya que el enfriamiento por baja actividad solar de las altas latitudes septentrionales está mediado por la desorganización del vórtice polar invernal que permite a las masas de aire polar frío abandonar el Ártico, que como resultado se vuelve más cálido (ver Fig. 5.17 y Cap. 11). El ECA de 8,4 años muestra muchas de las características asociadas a los ECA de baja actividad solar (ver tabla 4.1), aunque la respuesta del metano es opuesta, quizás porque tuvo lugar después de un ECA muy seco.

Rohling y Pälike (2005) han estudiado el complejo climático de 8,2 años y han reconocido su naturaleza heterogénea. Presentan muchos registros indirectos y muestran que las anomalías comenzaron hace 8.600 años BP. Muestran que en muchos proxies bien datados hubo un deterioro climático subyacente entre aproximadamente 8,5 y 8,0 kyr BP que fue puntuado por el brusco brote de lagos proglaciares de 8,3 kyr BP. Rohling & Pälike (2005) atribuyen el amplio deterioro a una menor actividad solar debido a la coincidencia temporal con las tres SGM sahelianas.

Mientras el planeta aún estaba atravesando el ACE de 8,4 años, tuvo lugar el estallido de los lagos Agassiz y Ojibway. Se ha datado con cierta precisión en 8,33 kyr BP (rango de error 8,04-8,49; Lewis et al. 2012), y la salida de agua dulce fría a través de la bahía de Hudson empezó a afectar a la cercana Groenlandia en 8,3 kyr BP. La temperatura de Groenlandia empezó a descender en 8.320-8.300 a.C., y en 8.260 a.C. había experimentado el mayor descenso de todo el Holoceno. El 8,2 kyr ACE mostró efectos claramente atribuibles al pulso de agua de deshielo más allá del enfriamiento de Groenlandia. También causó la mayor caída en los niveles de metano de todo el Holoceno, 100 ppb (Fig. 6.2f), y redujo la actividad de los icebergs en el Atlántico Norte (Fig. 6.2h), probablemente porque el agua fresca y fría y la reducción de la TSM afectaron negativamente a la liberación de icebergs. Los efectos sobre la Circulación Meridional de Vuelco del Atlántico y la formación de Aguas Profundas del Atlántico Norte (NADW) fueron profundos, pero otros efectos son más difíciles de asignar al pulso de agua de deshielo porque al mismo tiempo estaba teniendo lugar la segunda SGM del Sahel, y algunas de las características del ACE de 8.2 kr son comunes con ACEs causados por baja actividad solar, como el aumento de las precipitaciones en Oriente Medio y Europa Central, y el debilitamiento de los monzones. Rohling y Pälike recomiendan cautela a la hora de asignar efectos climáticos globales al estallido de los lagos periglaciares y al efecto del agua de deshielo en la formación de NADW, debido a esta coincidencia.

El inicio del tercer ECA, con su profundo efecto climático, provocó otra crisis en Oriente Próximo. Los siglos comprendidos entre 8250-7950 BP fueron testigos de una perturbación sin precedentes en Anatolia y el Levante, con el abandono generalizado de los asentamientos de las tierras altas y el desplazamiento a asentamientos costeros y de tierras bajas menos expuestos. En el Levante meridional, este fenómeno se conoce como la crisis del Yarmukismo tardío. Una segunda oleada migratoria desde el norte de Levante y las zonas costeras del Egeo asiático se expandió hacia el sureste de Europa (Weninger et al. 2014). El 8,2-kyr ACE fue testigo de la llegada del Neolítico a Europa. Los agricultores procedentes de Anatolia y Levante pronto se expandirían desde Grecia hacia los Balcanes.

Entre los años 8600 y 8100 a.C., el planeta sufrió en rápida sucesión tres ECA diferentes, cada uno de los cuales afectó al clima de forma distinta. Su efecto acumulado creó el acontecimiento climático más reconocible en multitud de registros indirectos. La angustia social provocó migraciones humanas que dieron lugar a la expansión de la agricultura y el avance cultural, con la llegada del Neolítico a Europa. El último de estos ACEs ha sido elegido como punto conveniente para dividir el Holoceno por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, separando las etapas groenlandesa y northgrippiana en 8236 b2k (8286 BP; Walker et al. 2018).

6.5 El evento de 7,7 kyr. La transición Boreal/Atlántica

El mínimo del ciclo de Bray en torno a 7,7 kyr BP coincide con un grupo de cuatro SGM conocidas como Jericó 0 a 3 y un largo periodo de cambio climático entre 7,8 y 7,0 kyr BP. El planeta había alcanzado el máximo de insolación en el polo norte dos milenios antes, pero el deshielo de las capas de hielo se había completado más o menos en esa época, por lo que las condiciones generales seguían estando dentro del Holoceno Hipsitermal. El ACE de 7,7 kyr marca un cambio climático en las condiciones del Holoceno en el norte de Europa, desde el periodo boreal cálido y relativamente seco al periodo atlántico cálido y más húmedo, que se refleja en una importante expansión de las especies arbóreas en las altas latitudes septentrionales.

El ACE de 7,7 kyr coincide con un aumento de la descarga de icebergs en el Atlántico Norte que forma parte del evento Bond 5a (Bond et al. 2001; Fig. 6.2). Sin embargo, no es un mínimo muy fuerte en el ciclo de Bray de c. 2500 años y está completamente eclipsado por la fuerza del complejo climático anterior de 8,2 años, quizás el evento de enfriamiento más profundo del Holoceno. Debido a ello, aunque se detecta en la mayoría de las series proxy del cambio climático, rara vez se estudia.

Como cualquier bajo Bray, el ECA de 7.7-kyr se caracteriza tanto por un enfriamiento invernal reflejado en el Mar Egeo (Marino et al. 2009), como por un aumento de las precipitaciones en la región centroeuropea (Fig. 6.2i). La región escandinava no fue la única que experimentó una transición multimilenaria seco-húmedo (Boreal-Atlántico) en el ACE de 7.7-kyr. También coincidió con un cambio de modo climático en Oriente Medio. Esta región llevaba 2.200 años experimentando una disminución de las precipitaciones (Fig. 6.2d), atribuible a la lenta disminución de la insolación septentrional debida a los cambios de precesión. La aridificación del Creciente Fértil empujó a los agricultores y pastores en todas direcciones ayudando a la difusión de la agricultura y el pastoreo. El Mar Muerto alcanzó su nivel más bajo de los últimos 10.000 años hace 7,7 kyr, momento en el que el Monzón Asiático muestra un debilitamiento coincidente con el ACE de 7,7 kyr (ver Fig. 4.18c & d). El aumento de las precipitaciones que tuvo lugar después del 7.7-kyr ACE marcó un punto de inflexión hidrológico y durante los siguientes 4000 años los niveles del Mar Muerto aumentarían de forma intermitente (ver Fig. 4.18c). El fin de la aridificación que había interrumpido el desarrollo urbano, propiciaría un florecimiento del Calcolítico tardío que daría lugar a las primeras civilizaciones urbanas (Migowski et al. 2006).

Un estudio detallado de la hidrología del valle del Ródano en Francia durante esta época realizado por Berger et al. (2016) muestra que el periodo de 7,7-7,1 kyr BP puede subdividirse climáticamente en tres subperiodos (A, B y C en la Fig. 6.4c): dos subperiodos fríos y húmedos separados por un intervalo cálido y más seco. Durante los periodos frío-húmedo el río Citelle cambió a un estilo fluvial trenzado, aumentando enormemente el caudal líquido y las descargas de sedimentos. Estos cambios fluviales coinciden con el aumento de la actividad hidrológica en otras partes de Europa y con los avances de los glaciares en los Alpes (Berger et al. 2016; Fig. 6.4d).

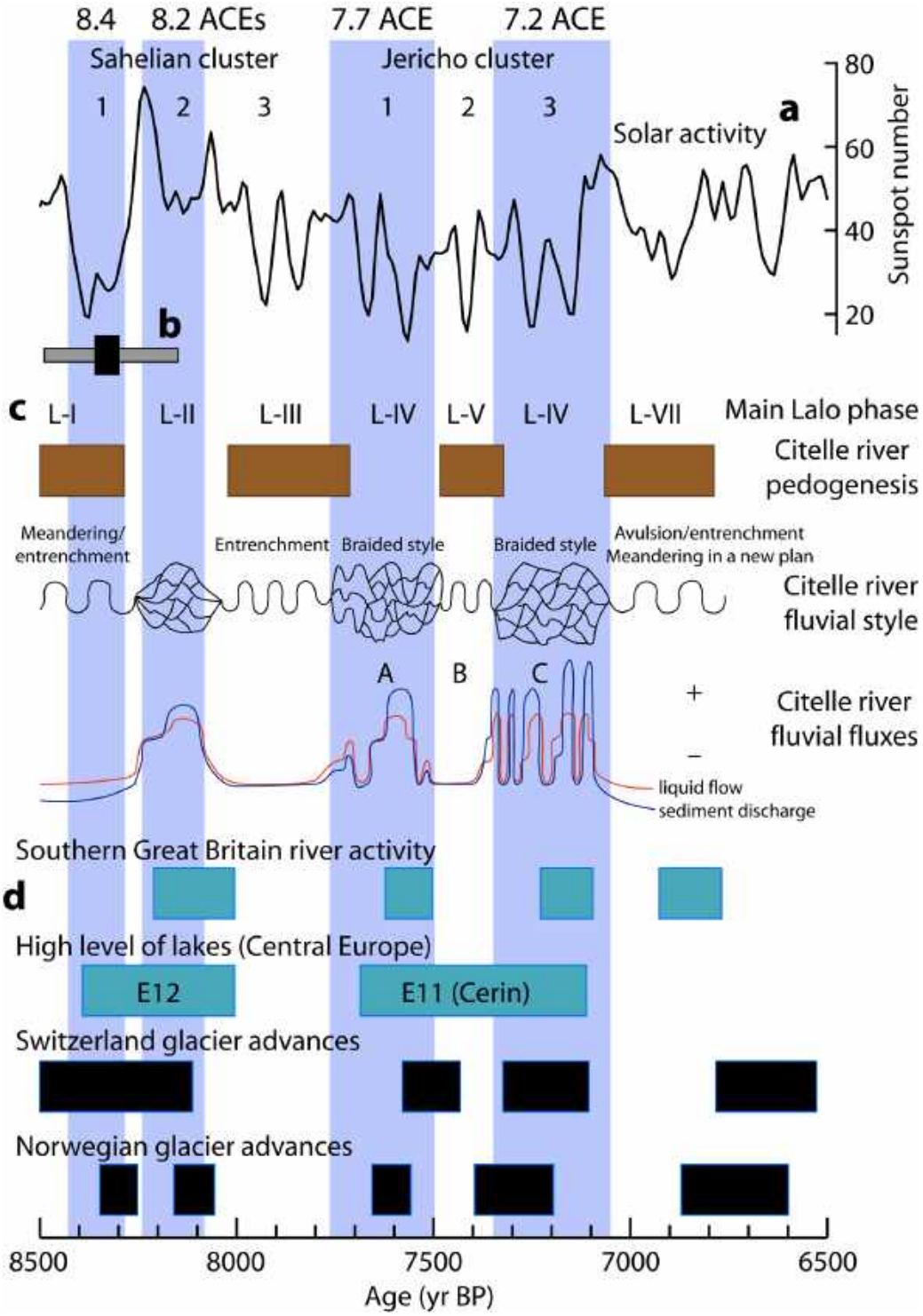


Fig. 6.4 Indicadores hidrológicos y climáticos durante 8,5-6,5 kyr BP

a) La reconstrucción de la actividad solar muestra los cúmulos de los grandes mínimos solares Saheliano y Jericó. Según Wu et al. (2018). **b)** Datación del estallido de los lagos Agassiz y Ojibway según Lewis et al. (2012). La barra gris representa el rango de error. **c**) El análisis hidrológico define siete fases en el yacimiento de Lalo (valle del Ródano, Francia). Cuatro de ellas corresponden a periodos de formación del suelo (pedogénesis), meandros atrincherados del río Citelle y descarga normal de sedimentos. Tres periodos a 8,2, 7,7 y 7,2 kyr BP muestran el flujo trenzado del río Citelle, y el aumento del flujo y la descarga de sedimentos. Las letras A, B y C indican la división climática tripartita del periodo 7,7-7,1 kyr. **d)** Los tres periodos coinciden con periodos de menor actividad solar, aumento de la hidrología y avance de los glaciares en Europa. Las bandas azules corresponden a periodos más fríos en la capa de hielo de Groenlandia y las zonas alpinas y a señales más húmedas en los hidrosistemas occidentales/centrales, definiendo las ACEs conocidas de 8,2, 7,7 y 7,2kyr. c & d) Según Berger et al. 2016.

La cronología de los ciclos de actividad solar indica que el ACE de 7,7 kyr pertenece al ciclo Bray de 2500 años, mientras que el ACE de 7,2 kyr pertenece al ciclo Eddy de 1000 años. El ciclo Eddy parece estar modulado por un ciclo más largo que da lugar a mínimos muy intensos (tanto en actividad solar como en efecto climático) durante el Holoceno temprano en 11,2, 10,2, 9,2, 8,2, 7,2, 6,2 y 5,2 kyr BP, seguidos de mínimos moderados en 4,3, 3,3 y 2,3 kyr BP, y de nuevo mínimos cada vez más intensos en 1,3 y 0,3 kyr BP. El capítulo 8 presenta una visión más detallada del ciclo solar Eddy y sus efectos climáticos.

Hace 7,7 kyr el sistema agropastoral se estaba introduciendo en Europa central y meridional por dos rutas: Una en Europa Central siguiendo los valles fluviales originados en la región húngara del Danubio, por una cultura conocida como Cultura Alfarera Lineal o LBK, y la otra en Europa Meridional siguiendo una ruta marítima desde las costas de Grecia hasta la Península Ibérica por la Cultura Alfarera Cardium. Ambos grupos de agricultores descienden directamente de pueblos neolíticos que se trasladaron a las costas del Egeo desde el Creciente Fértil durante el complejo climático de 8,2 milenios.

El efecto sobre las sociedades humanas de Europa Central de los periodos fríos y húmedos que coinciden con periodos de menor actividad solar es la reducción de la duración de la estación de crecimiento de las plantas, lo que reduce el rendimiento tanto de los ecosistemas naturales como de los sistemas agropastorales, provocando escasez de alimentos y crisis alimentarias. De repente, la población no puede mantenerse. La desnutrición suele venir acompañada de plagas. Antes de que el aumento de la mortalidad pueda reducir la población de forma natural, algunas sociedades recurren a la emigración a lugares que también sufren escasez de alimentos, y suelen verse sometidas a un aumento de la violencia en la consiguiente lucha por los recursos. Es el escenario de los Cuatro Jinetes. Los arqueólogos son cada vez más conscientes de que el patrón de avance de la agricultura en Europa sigue etapas que coinciden, dentro de las incertidumbres de datación, con periodos de deterioro climático que suelen ir asociados a periodos de menor actividad solar. Las sociedades agropastorales parecen haberse extendido más rápidamente durante los periodos de empeoramiento del clima, empujadas por la superación humana de las condiciones provocadas por las crisis climáticas.

Durante el complejo climático de los 8,2 milenios, el peor periodo de cambio climático del Holoceno según la mayoría de los proxies, los agricultores del Levante y Anatolia Central se trasladaron a las costas del mar Egeo y se expandieron hacia los Balcanes. El complejo climático de 8,2 kyr marcó un importante declive demográfico en las sociedades cazadoras-recolectoras de Europa (Shennan et al. 2013), lo que probablemente facilitó la invasión. Alrededor del 7,7 kyr BP, cuando el clima se deteriora de nuevo, aparece y florece la cultura LBK, que se expande por las zonas de cazadores-recolectores durante el periodo 7,7-7,0-kyr, reemplazando a las poblaciones humanas que vivían en Europa Central (Fig. 6.5c, d y e). Según Dubouloz (2008), la cultura LBK estaba bien adaptada a los periodos fríos y húmedos gracias a la construcción de edificios robustos, la ubicación de los poblados en redes de drenaje terciarias, bien alejados de las zonas de riesgo de inundación, el énfasis en la cría de ganado, la reducción de la gama de plantas cultivadas del Neolítico balcánico temprano y la práctica de la siembra otoñal en parcelas de cultivo intensivo.

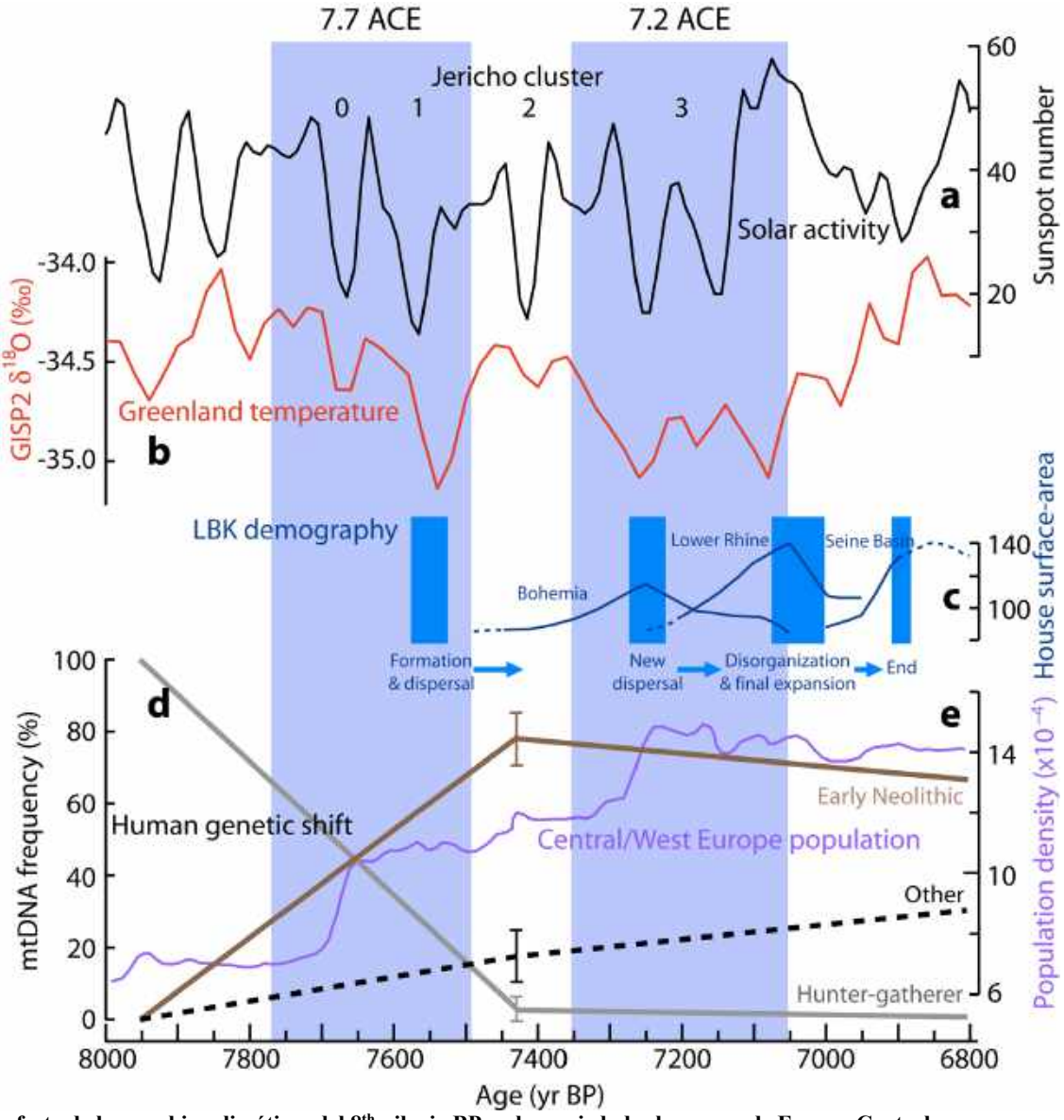


Fig. 6.5 El efecto de los cambios climáticos del 8thmilenio BP en las sociedades humanas de Europa Central
a) La reconstrucción de la actividad solar según Wu et al. (2018) muestra el grupo de grandes mínimos solares Jericó 0-3. **b**) La temperatura GISP2 bidecenal de Groenlandia (promediada en 2 periodos) destaca una correspondencia general entre la baja actividad solar y el enfriamiento climático durante los dos periodos marcados por bandas verticales, que corresponden también a los mismos periodos de la Fig. 6.4. **c)** Análisis demográfico de la cultura LBK de cerámica lineal (líneas) muestra picos demográficos coincidentes con valles de temperatura justo en el momento de los principales periodos de dispersión de LBK (recuadros). Según Dubouloz (2008). **d)** El análisis de la población de Europa Central/Occidental muestra que el mínimo poblacional en el complejo climático 8.2-kyr no se recuperó hasta la llegada de la cultura agropastoril LBK, y que este aumento poblacional tuvo lugar durante los fríos 7.7 y 7.2-kyr ACE, cuando LBK se estaba expandiendo. Según Shennan et al. (2013), distribuciones de probabilidad de fechas calibradas sumadas para fechas de radiocarbono en Europa occidental como proxy demográfico**. e)** La expansión agropastoral se produjo a expensas de la población cazadora-recolectora local que no se diluyó sino que fue superada, según estudios genéticos de ADN mitocondrial. Según Brandt et al. (2013).

Dubouloz (2008), y Gronenborn et al. (2013), muestran que la expansión de LBK sigue un ritmo climático (Fig. 6.5c & 6.6). LBK se forma durante el período cada vez más frío de 7,7 kyr ACE e inicia su dispersión alrededor de 7,5 kyr BP en el pico de las condiciones frías. Durante el periodo de clima más cálido y seco que siguió al 7.7-kyr ACE, LBK consolida un amplio territorio. El siguiente periodo de dispersión se inicia de nuevo en el siguiente periodo frío alrededor del 7,3 kyr BP cuando LBK cruza el Rin hacia Alsacia y la actual zona holandesa. Es 200 años más tarde durante otro período frío alrededor de 7,1 Kyr BP cuando LBK experimenta su última dispersión en la cuenca del Sena. El análisis demográfico del hábitat de LBK (Dubouloz 2008) indica que los periodos de dispersión coinciden no sólo con periodos fríos y húmedos, sino también con periodos de máxima población (Fig. 6.5c líneas azul oscuro), lo que sugiere que las difíciles condiciones que dieron a

LBK su ventaja sobre otros grupos humanos, también causaron las penurias y el declive de la población que normalmente instiga la migración climática. La llegada de mejores condiciones climáticas después de 7,0 kyr BP probablemente hizo que las duras adaptaciones climáticas de LBK fueran desventajosas y la cultura se desorganizó rápidamente, perdiendo sus vastas redes de circulación de materias primas, y desapareció.

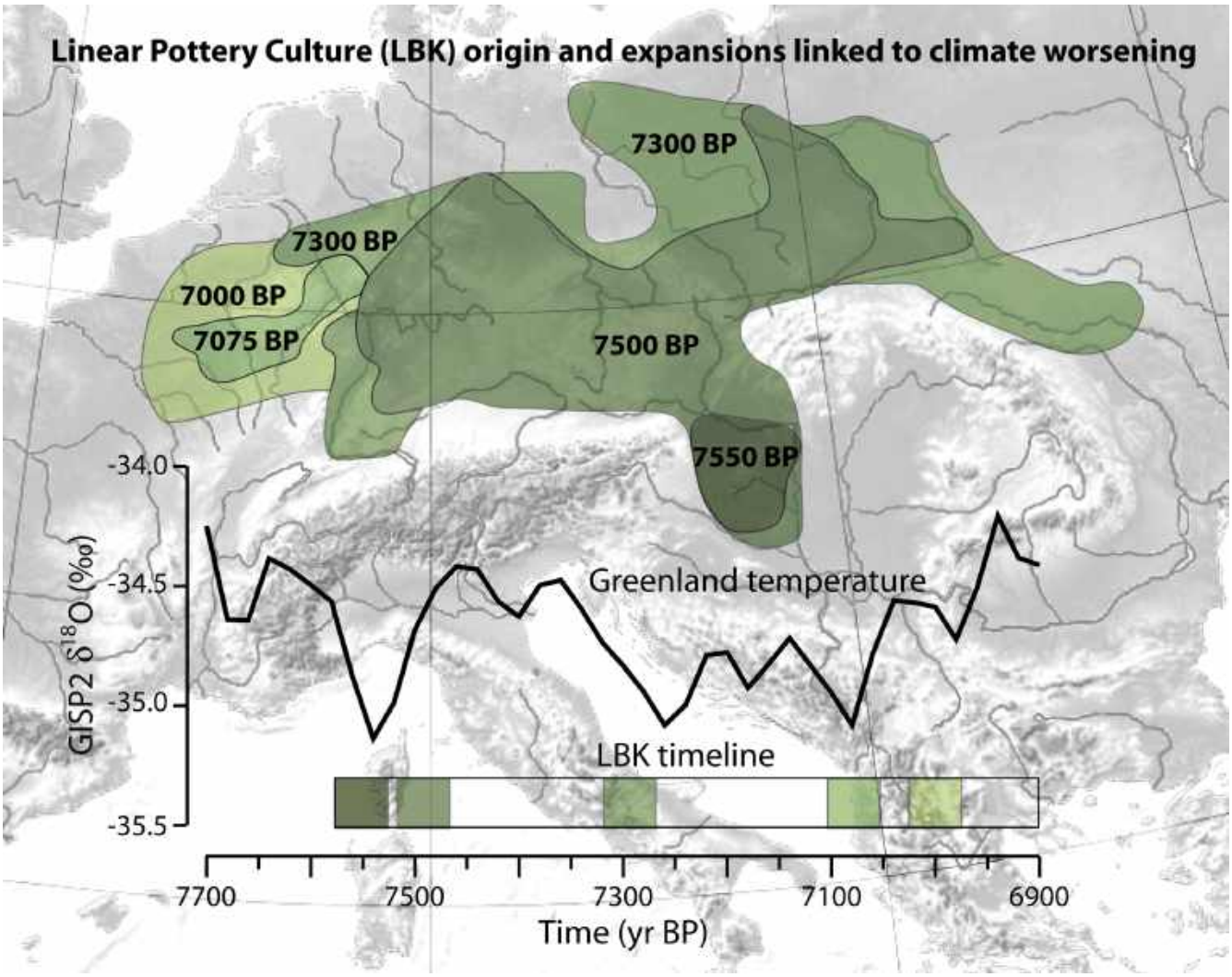


Fig. 6.6 Fases de expansión geográfica y temporal de la Cultura Alfarera Lineal (LBK)
Las fases de expansión coinciden con periodos de enfriamiento en Groenlandia, y de hecho toda la cultura LBK parece abarcar el largo periodo de empeoramiento climático entre 7700 y 6900 años a.C., conocido como fase Cerin en la región alpina y definido por algunos autores como una Pequeña Edad de Hielo dentro del Óptimo Climático del Holoceno. Según Gronenborn et al. (2013).

La expansión del sistema agropastoral en Europa marcó el fin de los cazadores-recolectores. El análisis de las frecuencias de ADN mitocondrial (ADNmt) en restos humanos de Europa Central muestra que los alelos de ADNmt de los cazadores-recolectores desaparecieron esencialmente durante el ECA de 7,7 kyr con la llegada de los alelos de ADNmt del Neolítico temprano LBK (Brandt et al. 2013; Fig. 6.5e). Las poblaciones de cazadores-recolectores probablemente se volvieron residuales y se restringieron a las zonas menos productivas. Este cambio genético del ADNmt y la sustitución de poblaciones tiene lugar incluso cuando la población general de Europa occidental/central experimenta un gran auge demográfico debido a la llegada de las sociedades agropastoriles (Shennan et al. 2013; Fig. 6.5d). El hecho de que los dos mayores aumentos de población en Europa Occidental/Central tengan lugar durante los ECA de 7,7 y 7,2 kyr confirma aún más la expansión del sistema agropastoral en Europa Central durante los periodos de empeoramiento del clima, y presta apoyo a expansiones similares en otros lugares, como la expansión del Egeo durante el complejo climático de 8,2 kyr.

6.6 El evento de 5,2 kyr. La transición del Holoceno medio y el inicio del periodo neoglaciar

Durante el quinto milenio a.C., entre 7100 y 5700 a.C., el clima del periodo atlántico parece haber sido en general cálido, húmedo y estable, constituyendo las condiciones ideales para la agricultura neolítica. Los ECA de ese periodo parecen haber tenido un efecto menor y rara vez se estudian. En la segunda mitad del cuarto milenio a.C., sin embargo, todo el sistema climático del planeta cambió, impulsado por los cambios orbitales en precesión y produciendo una reducción del forzamiento solar, mientras que el forzamiento oceánico/atmosférico aumentó en importancia. Desde 10 kyr BP, la insolación estival septentrional ha disminuido y la insolación invernal meridional ha aumentado. El equilibrio entre la insolación septentrional y meridional determina la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), un cinturón de bajas presiones alrededor del planeta que organiza los patrones de viento, separando los hemisferios y determinando la localización de los monzones. El desplazamiento hacia el sur de la ZCIT y los cambios en la insolación durante el cuarto milenio a.C. alteraron por completo el clima del planeta, poniendo fin al HCO en lo que se denomina la Transición del Holoceno Medio, marcando el camino hacia el mundo más frío y seco del Periodo Neoglaciar (véase la sección 4.5). Entre sus efectos más notorios, el desplazamiento hacia el sur del monzón africano puso fin al Periodo Húmedo Africano provocando la desertificación del Sáhara.

En este contexto de inestabilidad climática y condiciones cada vez más difíciles tiene lugar el siguiente mínimo del ciclo de Bray entre 5,6 y 5,2 kyr BP, coincidiendo con el evento Bond 4a de aumento de la descarga de icebergs en el Atlántico Norte (Bond et al. 2001; B3, ver Fig. 5.6). Un grupo de tres SGM conocidas como Sumeria 1 a 3 son responsables de la reducida actividad solar de esta baja (Fig. 6.7a).

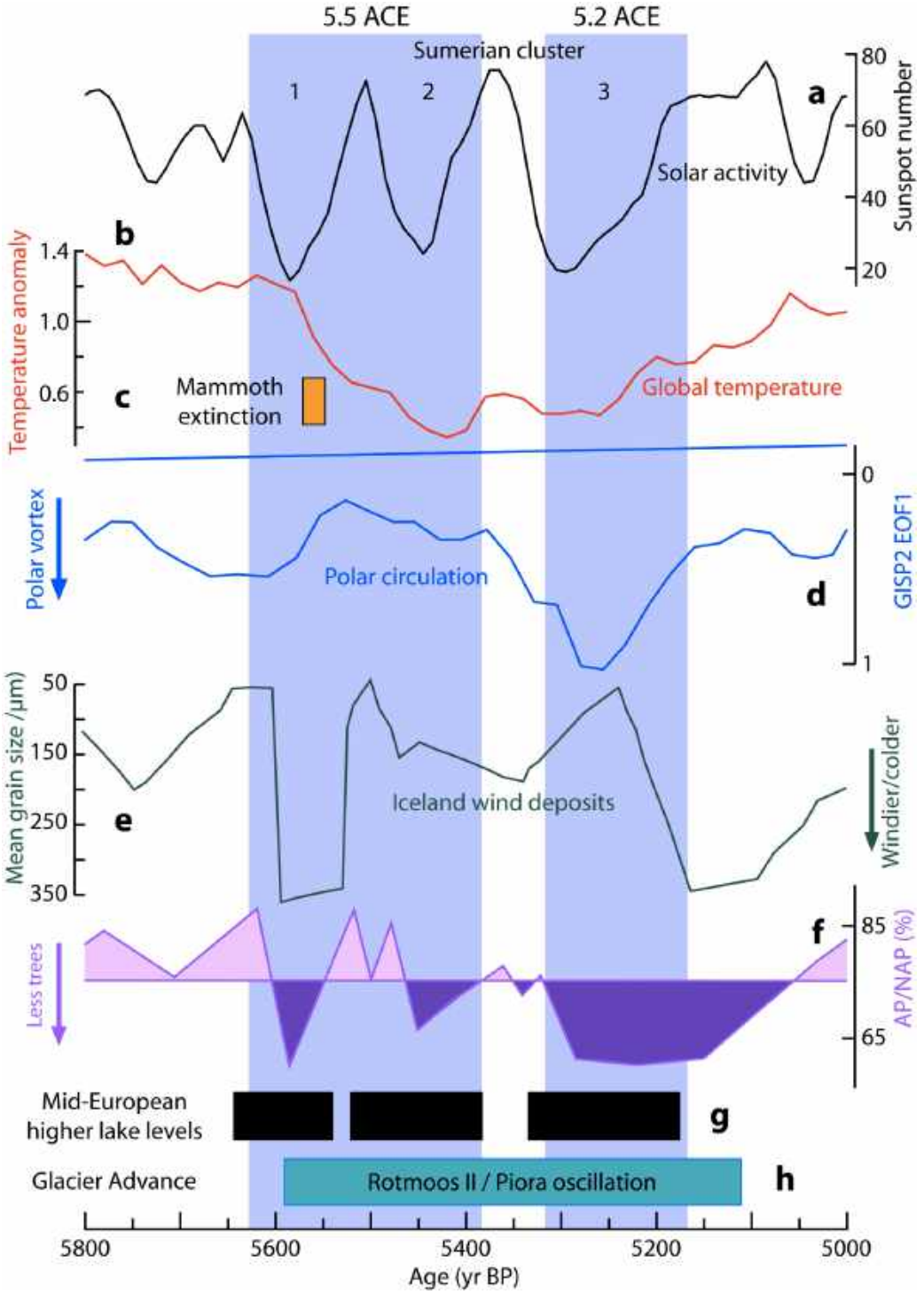


Fig. 6.7 Indicadores climáticos del evento de 5.2 kyr

a) La reconstrucción de la actividad solar muestra el grupo de grandes mínimos solares Sumerian 1-3. Según Wu et al. (2018). **b)** La reconstrucción de la temperatura (Z-score) a partir de 73 proxies muestra un enfriamiento significativo centrado en 5400 BP. **c)** Recuadro naranja, extinción del mamut en 5550 ±100 BP en la isla de St. Paul (Alaska). Según Graham et al. (2016). **d**) El Índice de Circulación Polar determinado por los flujos de sal marina y no marina del núcleo de hielo GISP2 por O'Brien et al. (1995; invertido) manifiesta en este periodo una de sus mayores desviaciones de la línea de base (línea recta) de todo el Holoceno. **e)** La fuerza del viento de Islandia determinada por el tamaño del depósito de loess eólico (invertido) muestra los valores más altos de toda la serie de 8000 años en este momento. Según Jackson et al. (2005). **f)** La proporción de polen arbóreo/no arbóreo en los Alpes austriacos destaca los periodos de retracción forestal (por debajo de la línea de base) debido a un clima más frío y húmedo. Según Magny et al. (2006). **g)** Los recuadros negros representan periodos de niveles lacustres más altos en Europa Central. Según Magny et al. (2006). **h**) El periodo de avance de los glaciares alpinos conocido como Rotmoos II en Austria y la oscilación Piora en Suiza. Según Magny et al. 2006. Las bandas azules verticales resaltan los periodos de deterioro climático o los eventos climáticos abruptos (ACEs).

La reconstrucción de la temperatura global presentada en el capítulo 4 (Fig. 6.1) muestra un intenso enfriamiento centrado en torno a 5400 BP (Fig. 6.7b), comparable en magnitud a la LIA (c. 0,4 ° C), pero a temperaturas más cálidas. Otros indicadores climáticos también muestran un clima excepcional durante este periodo. Las sales marinas y no marinas del GISP2 se han utilizado para reconstruir la circulación atmosférica polar (O'Brien et al. 1995; invertido en la Fig. 6.7d). La función ortogonal empírica (EOF) que representa el flujo de estas sales muestra en esta época sus valores más altos de todo el Holoceno respecto a su línea base (Fig. 6.7d), indicando vientos muy fuertes de alta latitud y una gran expansión de la circulación polar que podría haber traído un periodo muy frío sobre el Hemisferio Norte a la vez que reducía el frío cerca del polo. Una confirmación adicional de una circulación atmosférica extraordinaria en el momento del mínimo del ciclo Bray 3 proviene de Islandia, donde Jackson et al. (2005) detectaron los vientos más fuertes y el enfriamiento asociado de todo el Holoceno en depósitos de loess eólico entre 5600-5100 BP (Fig. 6.7e). Tanto los cambios en la circulación polar como los proxies de la intensidad de los vientos islandeses también coinciden muy bien con otros periodos conocidos de fuerte deterioro climático, incluyendo todos los mínimos del ciclo de Bray. La extinción final del mamut en su refugio de la isla de San Pablo (Alaska) se ha datado con precisión en 5550 BP, coincidiendo con el inicio de este deterioro climático, y se ha atribuido al cambio climático (Graham et al. 2016; Fig. 6.7c).

En Europa Central, el análisis del polen en la Austria alpina muestra una retracción de las especies arbóreas amantes del calor frente a las gramíneas y arbustos resistentes al frío en tres periodos coincidentes con los tres SGM, mientras que el aumento de las precipitaciones se refleja en tres periodos correspondientes de niveles lacustres más altos (Magny et al. 2006 y referencias dentro; Fig. 6.7f y g). Al mismo tiempo se registran avances glaciares en varias partes del mundo (Mayewski et al. 2004), y en la región alpina este avance glaciar recibe los nombres de Rotmoos II, u oscilación Piora (Fig. 6.7h).

Lonnie Thompson et al. (2006) demostraron que el ACE de 5,2 años fue un fenómeno global a través de una serie de registros que muestran que en 5200 BP se produjo un fuerte y repentino enfriamiento en todo el mundo. Esos registros incluyen la congelación simultánea de restos orgánicos en glaciares del Tirol, Perú y el oeste de Canadá, al mismo tiempo que los núcleos de hielo del Kilimanjaro muestran un enfriamiento repentino y profundo. La transición de condiciones húmedas a secas queda registrada por los cambios en el balance hídrico de muchos lagos africanos y la excursión más seca registrada en el espeleotema de la cueva de Soreq. Al mismo tiempo, las concentraciones atmosféricas globales de CH_4registradas tanto en Groenlandia como en la Antártida dejaron de disminuir y empezaron a aumentar durante el resto del Holoceno. Los registros dendrocronológicos de robles irlandeses y de Lancashire que se remontan a 7000 BP muestran algunos de sus anillos más estrechos durante el evento de una década de duración de 5145 BP (3195 BC) (Thompson et al. 2006, y referencias dentro).

En Mesopotamia, la cultura Uruk comenzó a desarrollarse en torno a los años 6000-5800 a.C. como respuesta a un periodo cada vez más árido, tal y como atestiguan varios proxies de Oriente Próximo (la cueva de Soreq, el lago Van y el golfo de Omán), y floreció basada en un sistema de irrigación de cereales de alto rendimiento, un transporte eficiente por canales y la esclavitud y el trabajo forzado. La cultura de Uruk fue la primera en desarrollar la producción en masa y la escritura. Hacia el 5500 a.C. Uruk se había convertido en la primera ciudad-estado y comenzó a expandirse a través de asentamientos "coloniales" fundados en las zonas agrícolas de secano de Oriente Próximo. Un breve pero muy árido periodo en torno al 5200 BP coincide con el abrupto colapso del sistema de colonias de Uruk, ya que las colonias del norte y los asentamientos más pequeños del sur son abandonados, y las zonas antes cultivadas se convierten en pastizales con los cambios del curso de los ríos (Brooks 2012). El evento árido de 5200 BP en Oriente Medio también se refleja en el abrupto cese de las precipitaciones sobre el delta del río Nilo. En aquella época florecía en Egipto una cultura del Bronce Temprano basada en una altísima densidad de población en el valle del Nilo impulsada por los refugiados climáticos de la aridificación del Sáhara durante los siglos anteriores. El repentino período seco de 5200 BP debió de aumentar la competencia por los recursos, lo que dio lugar a una violencia generalizada que terminó con la subyugación del Bajo Nilo (norte) por el Alto Nilo y la unificación de Egipto bajo el primer faraón en esa fecha (Brooks 2012).

Las difíciles condiciones climáticas a lo largo de los 5,2-kyr ACE constituyeron un auténtico desastre para los agricultores neolíticos de Europa Central. Existe un amplio registro de abandono de asentamientos en la transición Neolítico Tardío/Calcolítico-Bronce Temprano, como atestiguan las viviendas lacustres de Francia y Suiza (Arbogast et al. 2006; Fig. 6.8b), y la ausencia casi total de fechas radiocarbónicas durante un periodo de cuatro siglos en Bulgaria (Weninger et al. 2009; Fig. 6.8c). Al mismo tiempo, y con una notable similitud con el registro de actividad solar, la población de Europa Occidental/Central se desplomó, revelando el verdadero alcance de uno de los periodos más difíciles para la humanidad (Shennan et al. 2013; Fig. 6.8e). La población cayó con tanta fuerza que se cree que las enfermedades debieron de desempeñar un papel importante en la caída de los debilitados agricultores neolíticos. Aproximadamente en esta época, a 5800 BP se cree que la peste neumónica (*Yersinia pestis*) apareció por primera vez entre los pastores nómadas kurganes de la estepa póntica y pudo haberse extendido a otras poblaciones.

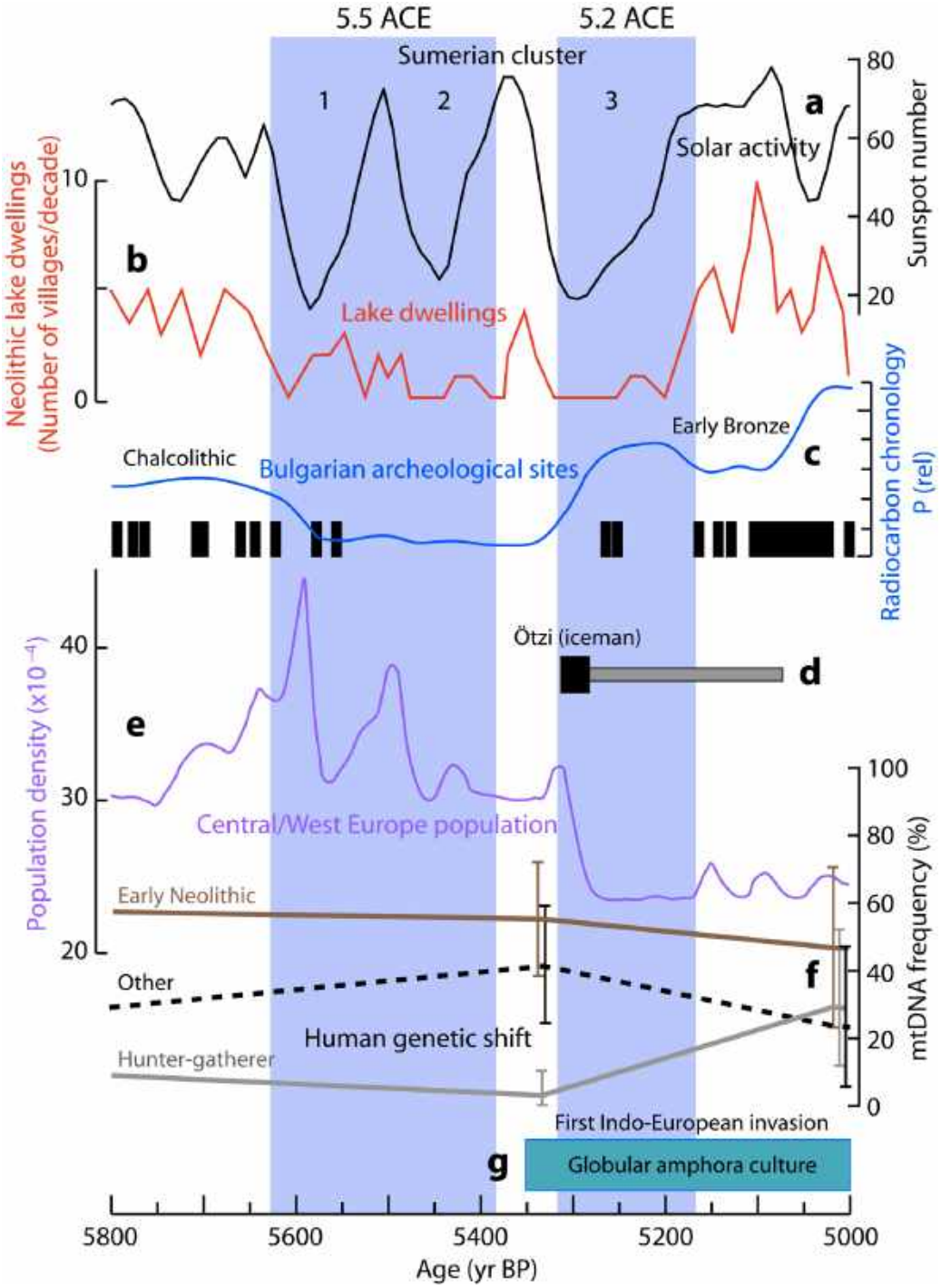


Fig. 6.8 El efecto de los cambios climáticos del IV milenio a.C. en las sociedades humanas de Europa Central
a) La reconstrucción de la actividad solar muestra el grupo de grandes mínimos solares Sumerios 1-3. Según Wu et al. (2018). **b)** Número de aldeas lacustres neolíticas en un área que comprende el este de Francia y el oeste de Suiza. Según Arbogast et al. (2006). **c)** Cambio cultural en la zona del norte de Grecia (Bulgaria) del Calcolítico (Edad del Cobre) al Bronce temprano basado en datos de radiocarbono (recuadros negros). Según Weninger et al. (2009). La distribución calibrada de edades ^{14}C (periodización por radiocarbono, curva) apoya un hiato durante los 5,5-5,2 kyr ACEs. **d)** La datación del enterramiento de Ötzi, el hombre de hielo tirolés (recuadro negro con rango de error gris). **e)** El análisis de la población de Europa Central/Occidental revela un declive catastrófico coincidente con el deterioro climático, sin recuperación hasta el milenio siguiente. Según Shennan et al. (2013). **f**) El declive de la población estuvo acompañado por un cambio en las frecuencias de ADNmt que apoya una recuperación de los descendientes de la población cazadora-recolectora del Paleolítico. Según Brandt et al. (2013). **g)** Periodo de la Cultura Anfórica Globular, la primera cultura indoeuropea en Europa Central. Las barras verticales corresponden a los mismos periodos de deterioro climático que en la Fig. 6.7.

El declive de los agricultores neolíticos de Europa Central permitió el retorno de los cazadores-recolectores de Europa Occidental, como atestigua la reaparición de su firma genética en zonas donde antes habían desaparecido (Brandt et al. 2013;

Fig. 6.8f). Fue el preludio de la segunda gran invasión y el último gran recambio poblacional del Holoceno en Europa. A partir de alrededor de 5350 BP los primeros pastores nómadas de las estepas invadieron Europa Central estableciendo la Cultura Anfórica Globular (Fig. 6.8g), probablemente empujados por las condiciones climáticas pesimistas y aprovechando el débil estado de los agricultores neolíticos. Unos siglos más tarde llegó la gran invasión de los pueblos del Hacha de Batalla (Cultura de la Cerámica Cordada). Los nómadas indoeuropeos habían domesticado el caballo, desarrollado el carro de guerra, adquirido la cultura del bronce y poseían una cultura patriarcal de tipo bélico. Los agricultores del Neolítico tardío no tenían ninguna posibilidad, y según la genética se produjo el tercer gran cambio genético conocido en Europa (Haak et al. 2015), el primero fue la sustitución de los neandertales por cazadores-recolectores paleolíticos y el segundo la sustitución de los cazadores-recolectores por agricultores neolíticos.

Ötzi, el hombre de hielo del Tirol, era un agricultor neolítico, estrechamente emparentado genéticamente con el pueblo LBK, que tuvo un final violento (Figs. 6.8d y 12.7a). No es posible saber si fue asesinado por otros agricultores neolíticos en declive, por cazadores-recolectores ahora pastores, o por pastores nómadas indoeuropeos invasores. Huyó de sus enemigos sólo para quedar sepultado en el hielo durante más de 5.000 años, fue un testimonio tanto del clima cambiante de la Transición del Holoceno Medio como de su efecto devastador en las sociedades humanas.

6.7 El evento de 2,8 kyr. El Mínimo Subboreal/Subatlántico

El segundo mínimo del ciclo de Bray, en torno a 2,8 kyr BP, coincide con el gran mínimo solar homérico que tuvo lugar justo después de una de las peores catástrofes humanas inducidas por el clima que se conocen en la historia. Esta crisis, que tuvo lugar hacia el 3160 a.C. (1210 a.C.), se ha relacionado de forma convincente con una grave sequía que afectó a la zona del Mar Negro y el Mediterráneo oriental en lo que constituyó el 3,1 kyr ACE. Es probable que la sequía desencadenara una migración masiva por tierra y mar de los pueblos que vivían al norte y al oeste del Mar Negro y los Balcanes. Los historiadores los conocen colectivamente como los Pueblos del Mar. Destruyeron todo a su paso provocando el colapso de la Edad de Bronce Tardía. En menos de 50 años, el Imperio Hitita y los reinos micénicos de Grecia fueron destruidos, mientras que el Nuevo Reino de Egipto cayó por el efecto combinado de la crisis climática y los invasores. Todas las ciudades entre Pilos, en el Peloponeso, y Ashkelon, en Gaza, fueron destruidas, incluida la famosa Troya de los Dardanelos. El colapso de la Edad del Bronce tardía fue tan destructivo que no se ha producido nada similar posteriormente. La caída del Imperio Romano palidece en comparación. Las culturas palaciegas fueron sustituidas por pequeñas aldeas y la escritura se perdió en la mayoría de las zonas. Grecia entró en la Edad Media griega y Egipto en el Tercer Periodo Intermedio.

El ACE de 3,1-kyr, con sus dos siglos de megasequía en el Mediterráneo Oriental, es similar al ACE de 8,6-kyr, también asociado a una larga sequía en la misma zona, en que ninguno de ellos muestra un fuerte aumento en la producción de isótopos cosmogénicos, pero ambos preceden inmediatamente a lo que se ha identificado como una SGM. La ECA de 3,1 kyr y su colapso a finales de la Edad del Bronce fueron seguidos por la ECA de 2,8 kyr, asociada a la SGM homérica que coincide con el evento Bond 2a de aumento de la descarga de icebergs en el Atlántico Norte (Bond et al. 2001). En el ACE de 2,8 kyr se produjo un cambio climático abrupto en el noroeste de Europa, pasando de un clima continental relativamente cálido a condiciones más frías y húmedas, lo que marcó la transición del periodo subboreal al subatlántico. Esta transición se refleja en un cambio brusco de las especies de musgo en las turberas elevadas de esta época (van Geel et al. 1998).

El ACE de 2,8 años se compone en realidad de tres fases que se correlacionan bien con la actividad solar inferida. El evento comenzó con una reducción de 50 años en la actividad solar y las temperaturas alrededor del año 2950 AP (Fig. 6.9a y b), que trajo precipitaciones muy necesarias al Mediterráneo oriental, interrumpiendo brevemente la sequía y permitiendo una recuperación temporal de la agricultura en la región (Kaniewski et al. 2013, Fig. 6.9f y g). Dado que esta fase tiene lugar 200 años antes de la SGM homérica, es probable que corresponda a un mínimo en el ciclo solar de de Vries de 210 años. Tras un retorno a condiciones secas y más cálidas durante otro siglo, el mínimo homérico comenzó a los 2800 años AP coincidiendo con un descenso abrupto de las temperaturas de la superficie terrestre y marina (Fig. 6.9a, b & c). En Europa el evento está muy bien descrito como un cambio a condiciones más frías y húmedas desde el noroeste de Europa hasta el Mediterráneo oriental (van Geel et al. 1998; Fig. 6.9f). En Sudamérica, el avance de los glaciares, los cambios en la turba, la vegetación y los sedimentos indican también una transición abrupta a condiciones más frías y húmedas fechada en 2750 BP. América del Norte también se vio afectada por un cambio climático general en torno a 3000-2600 BP hacia temperaturas más frías y un aumento de las precipitaciones. El aumento de las inundaciones en la cuenca del Mississippi y un período de tormentas hiperactivas en la costa del Golfo están datados en esa época . El polen y el contenido orgánico de los sedimentos de Asia Central corroboran también un aumento coincidente de las precipitaciones. Los niveles isotópicos del lago Pupuke (Nueva Zelanda) indican un marcado aumento de las precipitaciones durante 400 años a partir del 2800 BP.

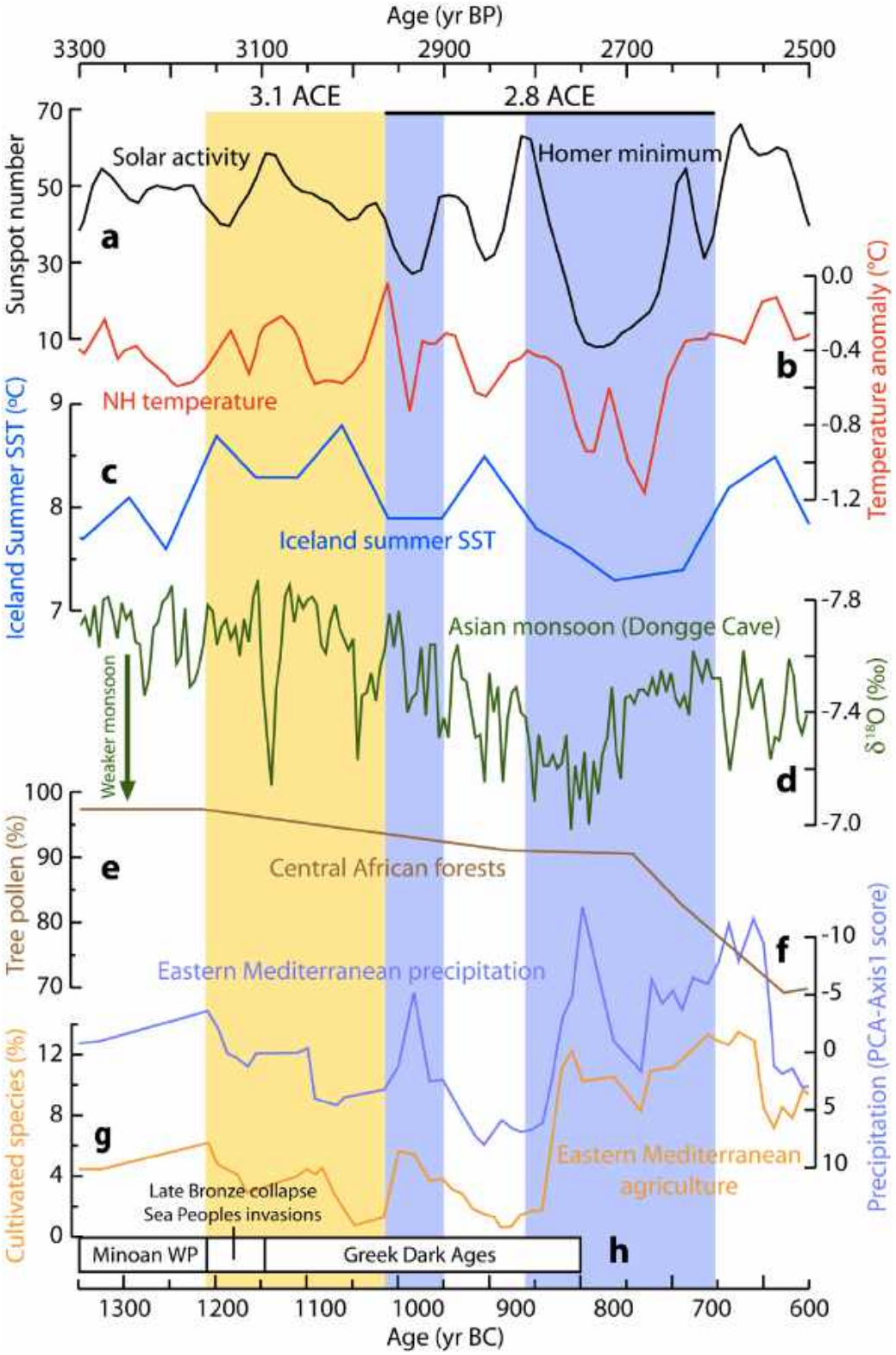


Fig. 6.9 Indicadores climáticos del evento de 2,8 kyr

a) La reconstrucción de la actividad solar muestra el gran mínimo solar homérico. Según Wu et al. (2018). **b)** La reconstrucción de la temperatura del hemisferio norte muestra un enfriamiento significativo centrado en 2700 BP. Según Kobashi et al. (2013). **c**) La reconstrucción basada en diatomeas de la temperatura superficial del mar en verano de Islandia muestra un enfriamiento simultáneo similar. Según Jiang et al. (2015). **d)** El proxy del monzón de verano asiático a partir de la relación de isótopos de oxígeno DA de la estalagmita de la cueva de Dongge indica un debilitamiento del monzón a partir de aproximadamente 2950 BP y alcanzando sus valores más bajos en 2750 BP. Según Wang et al. (2005). **e)** El porcentaje de polen de árboles en un lago de Camerún indica la mayor retracción forestal de África Central en todo el Holoceno a partir de aproximadamente 2800 BP. Según Maley y Brenac (1998). **f)** Representación de

la disponibilidad de humedad derivada del polen en Gibala-Tell Tweini, una ciudad del antiguo reino de Ugarit, en el noroeste de Siria, representada como puntuaciones del análisis de componentes principales. **g)** Representación de la agricultura derivada del polen que muestra el porcentaje de polen procedente de especies cultivadas en el mismo lugar, lo que indica que los periodos húmedos de esta época en el Mediterráneo oriental coincidieron con periodos de menor actividad solar. Según Kaniewski et al. (2013). **h)** Los recuadros blancos muestran periodos históricos en el Mediterráneo oriental. Las barras verticales azules corresponden al ACE de 2,8 kyr. La barra naranja claro indica el ACE de 3,1 kyr.

Mientras que en las zonas de latitudes medias de América del Norte, América del Sur, Europa, Asia Central y Australasia se produjo un importante aumento de las precipitaciones, el análisis de la estalagmita DA de la cueva de Dongge, en China, muestra una de las mayores reducciones en la relación de isótopos de oxígeno de toda la serie (Wang et al. 2005; Fig. 6.9d), indicativa de un importante debilitamiento del monzón de verano y un aumento de la aridez en el sur de Asia. Este destacado debilitamiento del monzón de verano asiático coincidió con lo que se ha descrito como el "dramático declive forestal" en África Central (Maley & Brenac 1998; Fig. 6.9e), la mayor reducción forestal en la zona de todo el Holoceno, de la que los bosques de África Central aún se están recuperando tres mil años después. Un posible debilitamiento del monzón de África Occidental es la causa probable, y aunque las condiciones más secas empezaron hacia el 3150 BP, fue hacia el 2750 BP cuando los bosques iniciaron un marcado declive acompañado de la expansión de las gramíneas y de condiciones muy secas como atestigua la desecación completa de varios lagos como el lago Sinnda en el valle del Niary (Congo). La cubierta forestal se abrió y fragmentó, y aparecieron sabanas cerradas.

En Europa, el ACE de 2,8 kyr separa la Edad del Bronce tardía de la Edad del Hierro temprana. El impacto de esta crisis climática queda un tanto diluido por la dramática crisis anterior del ACE seco de 3,1 años, de la que no se había recuperado. De hecho, el aumento de las precipitaciones, a pesar del enfriamiento, fue muy beneficioso para la agricultura en las zonas más secas (Fig. 6.9f y g) y probablemente fue un factor importante que contribuyó al final de la Edad Media griega (Fig. 6.9h). En las zonas húmedas marginales, sin embargo, el cambio tuvo un impacto negativo. En Frisia Occidental (Países Bajos), la fase de asentamiento del Bronce Tardío llegó a su fin coincidiendo con la subida del nivel freático, ya que las casas empezaron a construirse sobre montículos artificiales. La subida de las aguas y la expansión de las ciénagas provocaron una pérdida de tierras agrícolas que forzó la migración de la población a las marismas costeras, más ricas en recursos alimenticios. Estas marismas también habían empezado a aparecer hacia el 2700 a.C. (van Geel et al. 1998). El final de la ocupación en Frisia Occidental coincide también con el final de la construcción de aldeas lacustres del Bronce Tardío en Europa Central durante medio milenio a partir del 2,8 kyr BP. En Europa Central y Occidental, la cultura Urnfield del Bronce Tardío dio paso a la cultura Hallstatt del Hierro Temprano, que se expandió durante el siglo VIII a.C. (2750-2650 a.C.), en medio de los drásticos cambios en la flora y la fauna que acompañaron al ACE de 2,8 kyr.

En Norteamérica, el ACE de 2,8 kyr BP también separa dos periodos culturales en la cuenca del Mississippi, apoyando la teoría de que el cambio climático abrupto es un motor para el cambio cultural. El periodo Arcaico de cazadores-recolectores llegó a su fin en el 3000-2600 BP, marcado por un hiato de varios cientos de años en los asentamientos ribereños, lo que sugiere un abandono de las zonas frecuentemente inundadas, tras lo cual los nuevos asentamientos pertenecen al periodo Woodland, caracterizado por el uso generalizado de la cerámica y las plantas domesticadas (Kidder 2006). Mientras tanto, en África Central, la apertura de los bosques permitió la migración de pueblos que hablaban bantú y trabajaban el metal a zonas que ahora están completamente cubiertas de bosques.

Recientemente se ha propuesto que el aumento de las precipitaciones en Oriente Medio en el 2,8-kyr ACE, seguido de una megasequía 200 años después, fueron decisivos para el colapso del Imperio Neoasirio (Sinha et al. 2019).

En las estepas de Asia Central, el aumento de las precipitaciones en el 2800 a.C. dio preeminencia a los escitas. Eran pastores seminómadas del grupo lingüístico iranio oriental de la región de Tuva, en la intersección de Rusia, Mongolia, China y Kazajistán. Con el clima más húmedo, las estepas se expandieron y pudieron albergar enormes rebaños de caballos, ovejas y cabras. Los escitas abandonaron cualquier rastro de asentamiento y se convirtieron en jinetes nómadas. Se les atribuye el desarrollo de la guerra a caballo con arcos compuestos. Hacia el 2700 a.C. invadieron el norte del Mar Negro y el Cáucaso, empujando a los cimerios hacia el sur y entrando en conflicto con los asirios. Los escitas seguirían expandiendo su territorio hasta Tracia y Europa oriental, y desempeñaron un papel destacado en la destrucción del Imperio neoasirio. Para los griegos eran el prototipo de bárbaros salvajes, ya que eran muy belicosos y practicaban sacrificios humanos. También eran sus principales proveedores de esclavos procedentes de la venta de sus cautivos. Inspiraron dos mitos griegos muy conocidos, el de los centauros por su habilidad para el combate a caballo, y el de las amazonas porque sus mujeres también luchaban, ya que una de cada tres mujeres era enterrada con armas y muchas sufrían heridas de guerra.

En el perpetuo conflicto entre nómadas y colonos, el cambio climático parece haber desempeñado un papel esencial a la hora de sentar las bases de numerosos conflictos. Desde la invasión de Europa Central durante el 7,7-kyr ACE por agro-pastoralistas LBK, hasta la invasión de los Pueblos del Mar en el 3,1-kyr ACE, pasando por las invasiones periódicas de Eurasia por parte de nómadas esteparios, encontramos pruebas de que el cambio climático creó condiciones que dieron lugar a migraciones como respuesta, y a conflictos como consecuencia. La productividad de las estepas depende en gran medida de las precipitaciones y los nómadas y sus rebaños no pueden contar con alimentos almacenados durante los años malos. Al analizar las precipitaciones en Asia Central se encuentra un patrón común para las invasiones nómadas. No tienen lugar durante periodos áridos, sino tras un máximo de humedad (Fig. 6.10b), lo que sugiere que el aumento de las precipitaciones,

como en el ACE de 2,8 kyr, lleva a la población nómada y a sus rebaños a un máximo y, a partir de ahí, cualquier descenso de las precipitaciones, aunque no sea pronunciado (Fig. 6.10b flechas), sitúa a la población en sobrepasamiento. El resultado es un elevado número de nómadas esteparios que emigran a zonas adyacentes donde las conquistas fáciles estimulan nuevos avances, empujando a otros grupos a la emigración. Este patrón se detecta no sólo en el caso de los escitas, sino también con los hunos en el siglo II(d.C.), los pueblos túrquicos en el siglo XI(d.C.) y los mongoles en el siglo XIII(d.C.) (Fig. 6.10b). Este patrón subraya la persistencia de un mecanismo climático de migración esteparia. Un patrón similar se observa con las langostas del desierto, que no migran en masa durante los años malos que mantienen a la población bajo control, sino después de los años buenos que empujan a la población hacia arriba creando condiciones de superación.

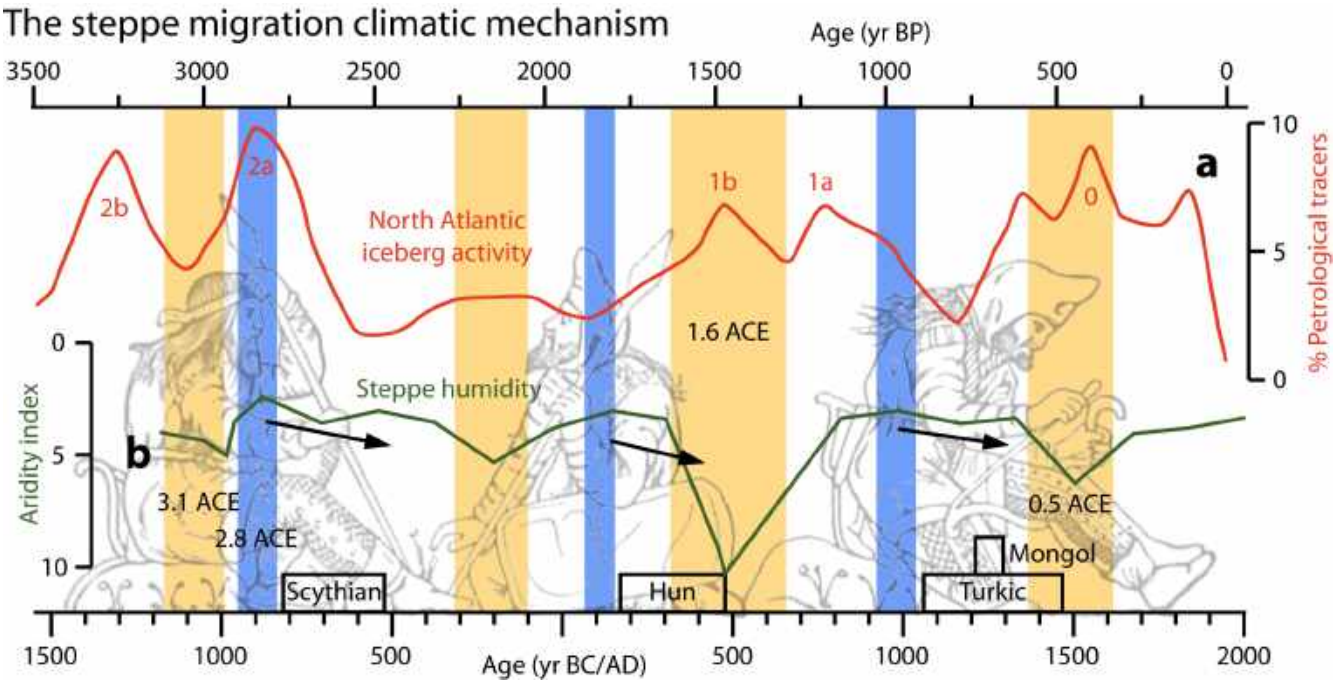


Fig. 6.10 La hipótesis climática de la migración esteparia
a) Porcentaje apilado de restos de hielo en el Atlántico Norte, indicativo de la actividad de los icebergs según Bond et al. (2001). Los picos principales se han etiquetado con sus números aceptados. **b)** Índice de aridez derivado del polen (invertido) de un lago de Mongolia Central según Fowell et al. (2003). Las barras naranja claro indican los periodos de sequía. Las barras azules marcan los máximos milenarios de humedad. Las flechas indican las tendencias descendentes de la humedad desde los máximos milenarios. Los principales eventos migratorios históricos se indican con recuadros, y tuvieron lugar después de los máximos de humedad dentro de un contexto cada vez más árido. Nótese que el patrón de los eventos Bond no se corresponde con el patrón de humedad en las estepas de Asia Central, sin embargo los grandes cambios de humedad en los ACEs indicados tienden a coincidir con los eventos Bond. Imagen de fondo: Rey escita y guerreros, dibujados a partir de las figuras de una copa de electrum del enterramiento kurgan de Kul'Oba.

6.8 El evento de 0,5 kyr. La Pequeña Edad de Hielo

El primer mínimo del ciclo de Bray, en torno a 0,5 kyr BP, coincide con el grupo Wolf/Spörer/Maunder de la SGM que tuvo lugar durante el periodo más frío del Holoceno, conocido generalmente como la LIA. Al haber tenido lugar durante los tiempos históricos modernos, es también el acontecimiento frío mejor estudiado y conocido.

La LIA coincide con el evento 0 de Bond de aumento de la descarga de icebergs en el Atlántico Norte (Bond et al. 2001; Fig. 6.10a). Diferentes autores eligen un inicio distinto para la LIA, ya que el clima empezó a deteriorarse progresivamente desde su anterior periodo cálido en torno al año 1150 d.C., pero no llegó a ser significativamente más frío que los cuatrocientos años anteriores hasta después de 1250 d.C.. Se convirtió en un grave problema para las sociedades humanas de la época después de 1300 d.C. Otros autores, sin embargo, esperan hasta después de 1500 d.C., cuando terminó un interludio relativamente cálido durante el siglo XV. En este trabajo, el inicio de la LIA se sitúa en 1258 d.C., un año después de la erupción del Rinjani (Lombok, Indonesia), la más fuerte desde que se inventó la escritura, y un marcador temporal conveniente. Al igual que otros mínimos del ciclo de Bray, la LIA muestra un patrón de fases más frías reconocibles en muchos indicadores climáticos que, en general, coinciden con el patrón de actividad solar (Fig. 6.11a). Algunas reconstrucciones de temperatura (Christiansen & Ljunqvist 2012; Fig. 6.11b) muestran una buena concordancia con la actividad solar, excepto por el inicio del enfriamiento inicial antes de que la actividad solar declinara con el mínimo de Wolf y mostrando un periodo muy frío antes del mínimo de Maunder. Este patrón general de cuatro fases frías para la LIA puede defenderse basándose en la disminución de la TSM mediterránea (Versteegh et al. 2007; Fig. 6.11c), el aumento del hielo marino en Islandia (Massé et

al. 2008; Fig. 6.11d), el avance de los glaciares en los Alpes (Holzhauser et al. 2005; Fig. 6.11e) y Venezuela (Polissar et al. 2006; Fig. 6.11f), y el aumento de la deposición de restos de hielo en el Atlántico Norte (Bond et al. 2001; Fig. 6.10a). Los glaciares alpinos no muestran un avance durante el mínimo de Spörer, y esto requiere alguna explicación. Al contrario que durante la mayoría de SGM, los SGM del LIA no muestran un patrón de aumento de las precipitaciones en Europa Central, y durante el mínimo de Spörer Europa Central experimentó un periodo muy seco (Büntgen et al. 2010; Fig. 6.10g). Se ha informado de que en Inglaterra, debido a que los campos no se cubrieron de nieve durante los inviernos severos alrededor de 1458 d.C., las semillas en el campo murieron por el frío resultando en varios años de malas cosechas y hambruna (Fig. 6.13e, g, & h). La reducción de las precipitaciones habría impedido el avance de los glaciares en la región (pero no en Venezuela) y podría haber reducido el crecimiento del hielo marino de Islandia que fue menor durante el mínimo de Spörer que en otros mínimos durante el LIA (Fig. 6.11d).

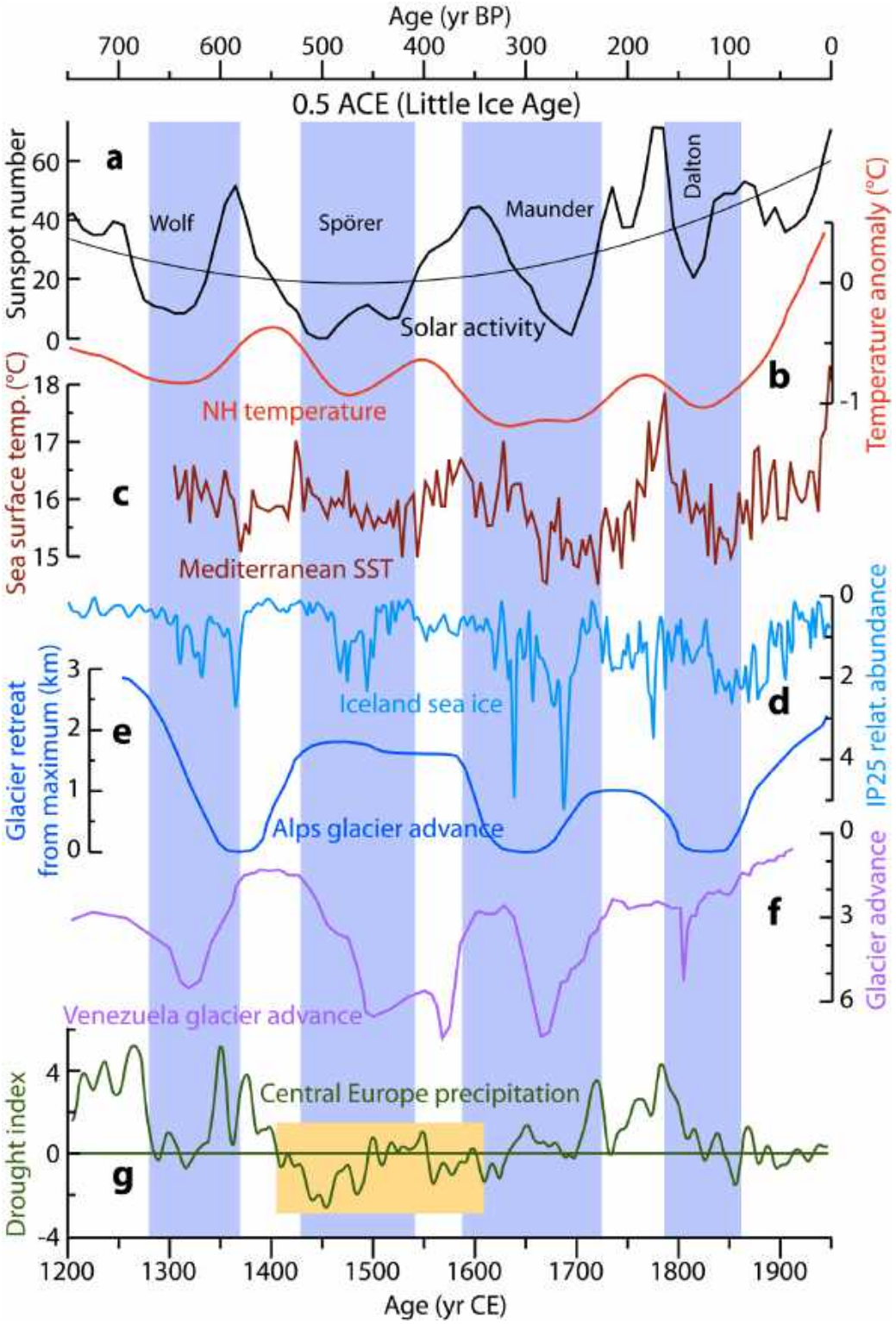


Fig. 6.11 Indicadores climáticos del evento 0.5-kyr

a) La reconstrucción de la actividad solar muestra los mínimos solares de Wolf, Spörer, Maunder y Dalton. Según Wu et al. (2018). La regresión cuadrática (línea delgada) sigue el cambio a largo plazo en la actividad solar. **b)** Reconstrucción de la temperatura del hemisferio norte que muestra un patrón que generalmente coincide con la actividad solar. Según Christiansen y Ljungqvist (2012). **c)** El registro indirecto de la temperatura de la superficie del mar Mediterráneo también muestra cuatro periodos de enfriamiento. Según Versteegh et al. (2007). **d)** Un proxy de hielo marino biomarcador de Islandia concuerda bien con la temperatura de la superficie del mar. Según Massé et al. (2008). **e)** El retroceso glaciar en km desde la extensión máxima en los Alpes no muestra avances glaciares durante el mínimo de Spörer (según Holzhauser et al. 2005), mientras que **f)** Los glaciares venezolanos muestran avances glaciares en todos los mínimos. Según Polissar et al. (2006). **g)** Precipitaciones en Europa Central medidas a partir de anillos de roble alemanes que muestran un

periodo de precipitaciones muy bajas durante el mínimo de Spörer (recuadro). Según Büntgen et al. (2010). Las barras verticales azules resaltan los cuatro periodos de deterioro climático dentro de la LIA determinados por los indicadores climáticos.

¿Por qué habría condiciones secas en Europa central y occidental durante el mínimo de Spörer, cuando hemos visto un patrón general de aumento de las precipitaciones en esta región durante anteriores SGM? En general, las precipitaciones en Europa Central se correlacionan con la actividad solar durante el 0.5-kyr ACE (Fig. 6.11a & g), y muestran un mayor nivel de precipitaciones cuando la actividad solar no es baja. Los avances de los glaciares alpinos tuvieron lugar cuando hubo suficientes precipitaciones invernales para sostenerlos. Una posible explicación del papel contrastado de la variabilidad solar en las precipitaciones de Europa Central entre el ECA de 0,5 kr y los ECA anteriores es que, a medida que el clima de este interglaciar evoluciona hacia su final y las bandas tropicales se contraen y las regiones subárticas se expanden, los efectos de reorganización atmosférica de la reducción de la actividad solar deben dar lugar a diferencias en los patrones de precipitación, de modo que las regiones que anteriormente recibieron un aumento de las precipitaciones durante la SGM podrían sufrir una reducción de las precipitaciones bajo un forzamiento idéntico debido a la evolución de las condiciones climáticas del planeta.

El mínimo de Dalton, también es inusual en algunos aspectos climáticos, incluyendo la precipitación en Europa Central y el avance de los glaciares en Venezuela (Fig. 6.11f, g). Sin embargo, el mínimo de Dalton no suele considerarse una SGM, ya que fue breve y mostró una menor reducción de la actividad solar. También se considera que parte de los efectos climáticos durante el mínimo de Dalton se debieron a una actividad volcánica particularmente alta en ese momento (Fig. 6.12a).

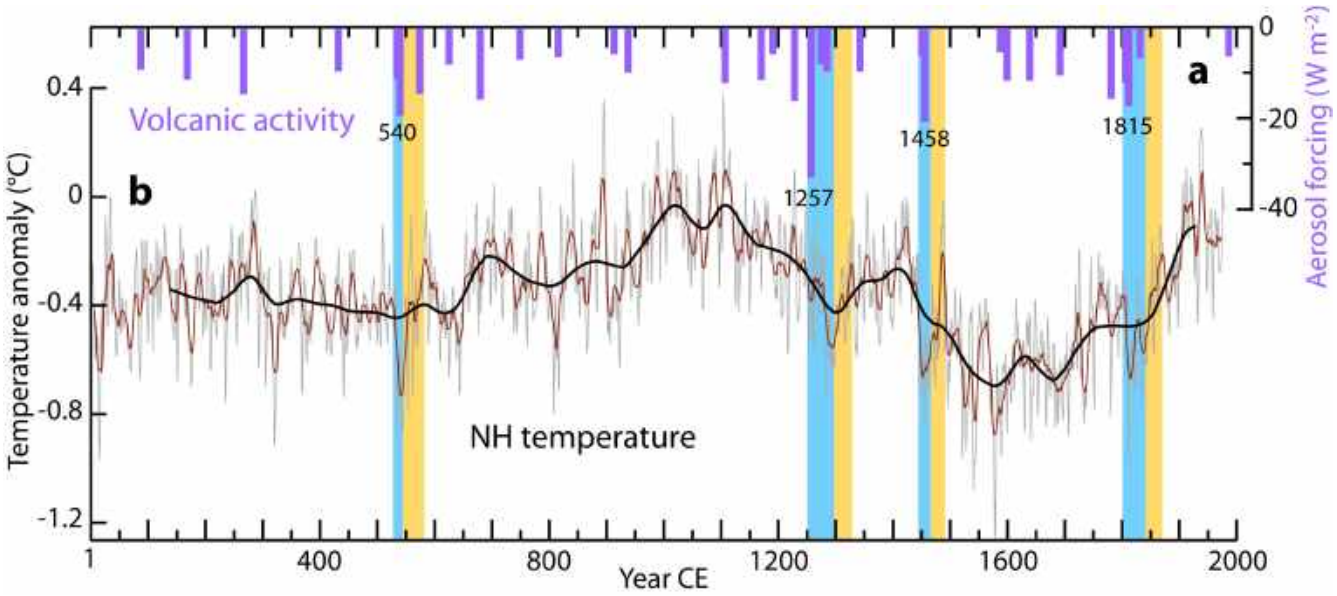


Fig. 6.12 El efecto del forzamiento volcánico sobre la temperatura durante los últimos 2000 años
a) Reconstrucción del tiempo y el forzamiento por aerosoles de las principales erupciones volcánicas a partir de los niveles de sulfato en los núcleos de hielo de Groenlandia y la Antártida. Según Sigl et al. (2015). **b)** Reconstrucción multiproxy de la temperatura entre 1-1979 d. C. (línea gris claro) con una media móvil de 10 años (línea roja) y su componente lento de más de 80 años (línea gruesa negra). Según Moberg et al. (2005). Las barras azul claro indican la reducción de la temperatura tras las cuatro mayores erupciones volcánicas. Las barras naranjas indican la recuperación de la temperatura una vez finalizado el efecto de las erupciones volcánicas.

¿Por qué fue tan fría la LIA? Hubo una confluencia de causas que hicieron de la LIA el periodo más frío del Holoceno. Para empezar, el Holoceno se había estado enfriando desde el HCO debido a una reducción acelerada de la oblicuidad (Fig. 6.1), por lo que la LIA partió de una temperatura más baja que los anteriores mínimos de Bray. Además, el LIA fue un episodio frío muy largo (unos 600 años), más que periodos similares durante el Holoceno (véase la siguiente sección), y su fase de enfriamiento también fue más larga y, por tanto, más profunda. Una posible razón de que la LIA fuera tan larga es la coincidencia de los mínimos de tres ciclos climáticos largos: el ciclo solar de Bray de 2.500 años, en torno a 500 a.C.; el ciclo oceánico de 1.500 años, también en un mínimo de mitad de ciclo, en torno a 500 a.C.; y el ciclo solar de Eddy de 1.000 años, en torno a 300 a.C. La tercera razón por la que la LIA fue tan fría fue la importante contribución de la elevada actividad volcánica tanto al principio como al final. Los periodos 1250-1350 y 1750-1850 d.C. se encuentran entre el 25% de los siglos con mayor actividad volcánica del Holoceno según los registros de sulfatos volcánicos de Groenlandia (Zielinski et al. 1996). Por el contrario, el periodo 1350-1750 d.C., que incluye la mayor parte de la LIA, presenta una actividad volcánica muy baja, muy por debajo de la media del Holoceno (véase la Fig. 11.3), por lo que no puede explicar su periodo más frío. La actividad volcánica podría haber contribuido a la frialdad de la LIA durante los periodos 1250-1350 y 1750-1850 d.C., cuando la actividad solar no era particularmente baja (Fig. 6.11a, b).

Aunque la actividad volcánica durante los últimos 2000 años no se correlaciona con la actividad solar, la concentración de fuertes erupciones durante partes de la LIA es mayor que en otros periodos de los últimos 2000 años, y se ha propuesto que la LIA se debió principalmente a un efecto volcánico sobre el clima. Sin embargo, las pruebas disponibles indican que no fue así. La reconstrucción de la temperatura del hemisferio norte de Moberg et al. (2005) tiene muy buena resolución y permite investigar esta cuestión (Fig. 6.12a y b). Erupciones volcánicas muy fuertes como las de 536 y 540 d.C. o las de 1453 y 1458 d.C. (una de ellas la erupción de Kuwae en Vanuatu) tuvieron un efecto muy claro sobre las temperaturas que duró de 1 a 2 décadas como máximo (Fig. 6.12a barras azules), mientras que grupos de erupciones, como alrededor de 1257 y 1815, pueden reducir las temperaturas durante unas 4-5 décadas (ver Secc. 11.2). Pero en todos los casos, una vez finalizado el efecto de la erupción volcánica sobre el transporte meridional, las temperaturas se recuperan (Fig. 6.12a barras naranjas), y las tendencias generales de temperatura continúan, tanto si estaban subiendo como bajando. Está claro, por tanto, que aunque el vulcanismo contribuyó al frío y la miseria de la LIA, y puede explicar por qué el enfriamiento en los mínimos de Wolf y Maunder comenzó antes de que hubiera una reducción significativa de la actividad solar (Fig. 6.13a, b, c), no puede haber sido el factor impulsor de la LIA.

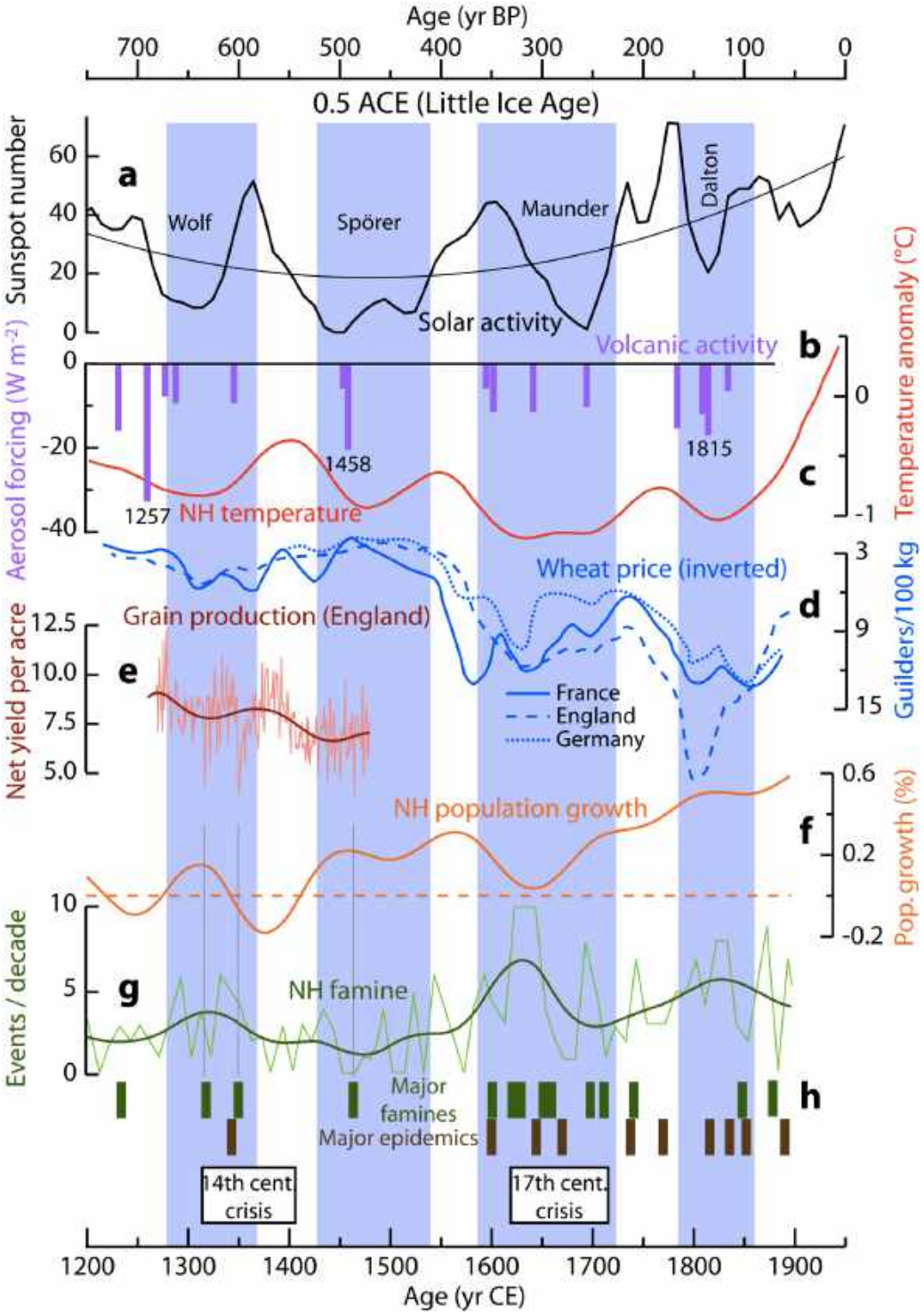


Fig. 6.13 El efecto de los cambios climáticos de la LIA en las sociedades humanas de Europa
a) La reconstrucción de la actividad solar muestra los mínimos solares de Wolf, Spörer, Maunder y Dalton. Según Wu et al. (2018). La regresión cuadrática (línea delgada) sigue el cambio a largo plazo de la actividad solar. **b**) Reconstrucción de la actividad volcánica con las fechas de las tres erupciones principales. Según Sigl et al. (2015). **c)** Reconstrucción de la temperatura del hemisferio norte. Según Christiansen & Ljungqvist (2012). **d)** Precio del trigo en florines holandeses por 100 kg (invertido), para Francia (línea continua), Inglaterra (línea discontinua) y Alemania (línea discontinua). Según Lamb (1995). **e)** Tres cosechas principales de rendimiento neto de grano por acre en Inglaterra, con datos anuales (línea fina), y tendencia a largo plazo (línea gruesa). Según Campbell & Ó Gráda (2011). **f**) Crecimiento de la población del hemisferio norte en %. Según Zhang et al. (2011). **g)** Índice de hambruna en el hemisferio norte en eventos por década. Línea gruesa Filtro de paso bajo de 100 años. Según Zhang et al. (2011). **h)** Principales episodios de hambruna (recuadros superiores) y principales epidemias y pandemias (recuadros inferiores) de múltiples fuentes. Los principales periodos históricos de crisis se muestran en recuadros blancos en la parte inferior. Las líneas verticales grises unen las malas cosechas plurianuales

de (e) con las grandes hambrunas de (h). Las barras verticales azules corresponden a los periodos de deterioro climático definidos en la Fig. 6.11.

También se ha demostrado que se han producido niveles mucho más altos de actividad volcánica en la deglaciación y al principio de los interglaciares, en condiciones de calentamiento (Huybers & Langmuir 2009; Kutterolf et al. 2013; véase la sección 11.2). El HCO mostró un nivel de actividad volcánica 2-4 veces superior al del LIA. Es posible que el cambio climático determine la actividad volcánica más que lo contrario, ya que los cambios en la carga de la corteza debidos a la fusión o acumulación de hielo podrían ser responsables del aumento de la actividad volcánica, no sólo en las degeneraciones (Huybers & Langmuir 2009), sino quizá también en el LIA.

El efecto del deterioro climático provocado por la LIA en las sociedades humanas es más conocido, y a menudo se menciona el colapso de la colonia vikinga de Groenlandia. Sin embargo, fue casi toda la población del planeta la que sufrió durante la LIA. Los datos sobre la producción de cereales en Inglaterra muestran que el rendimiento por acre disminuyó siguiendo un patrón similar al de la temperatura del hemisferio norte (Fig. 6.13c, e), probablemente como reflejo del acortamiento de la estación. En este periodo se produjeron años consecutivos e incluso tres seguidos (algo muy inusual) de malas cosechas (Fig. 6.13, líneas verticales grises entre e y h) que provocaron un notable aumento de los precios del trigo (Fig. 6.13d, invertida) y grandes hambrunas. La primera, en 1315-17, fue la peor, afectó a la mayor parte del norte y centro de Europa e inició la crisis del siglo XIV. Los factores climáticos también determinaron el aumento del contacto entre roedores y humanos en Asia Central, dando lugar a la peste bubónica, una nueva manifestación de la peste que tenía una mortalidad cercana al 100%. La peste llegó a Europa en 1347 y en seis años mató a más de un tercio de la población en la pandemia de peste negra. La disminución de la población fue tan grande (Fig. 6.13f), que las malas cosechas posteriores tuvieron un efecto menor en la hambruna de la gente y en los precios del trigo, incluso un siglo después, como las malas cosechas de 1459-61. La peste se hizo recurrente en Europa estando siempre presente en algún lugar del continente hasta 1750, y causando grandes epidemias periódicamente. La propagación a otros países de la Guerra de los Cien Años entre Inglaterra, Francia y Borgoña a través de las Compañías Libres de bandidos mercenarios, el inicio de las Revueltas Campesinas y el Cisma de Occidente en la Iglesia Cristiana completaron la Crisis del Siglo XIV, que se manifestó como un completo fracaso de las instituciones para hacer frente a los desastres naturales relacionados con el clima que entonces se veían como actos de Dios.

El siglo ^{XV}fue un periodo de recuperación y renacimiento en Europa, a pesar del grave impacto de lo que se cree que fue la década más fría del milenio según las reconstrucciones climáticas e históricas, la década de 1430 durante el mínimo de Spörer (Camenisch et al. 2016). Sin embargo, nunca se puede subestimar la capacidad del ser humano para empeorar una situación difícil, y así, mientras Japón desarrollaba estrategias exitosas para hacer frente a los retos que la LIA planteaba a la producción de alimentos, la mayor parte de Europa y gran parte del mundo se veían de nuevo envueltas en crisis provocadas por el hombre en la época del periodo frío de Maunder. La Crisis General del Siglo XVII fue de nuevo un periodo en el que los Cuatro Jinetes del Apocalipsis cabalgaron sin oposición, ya que el mundo fue testigo del mayor número y duración de guerras y víctimas de guerra de la historia registrada hasta ese momento. Los factores climáticos contribuyeron al empeoramiento general, y los glaciares avanzaron destruyendo granjas, casas y pueblos. El empeoramiento climático, junto con las revueltas campesinas y la destrucción bélica, produjo un número récord de grandes hambrunas y las epidemias que las acompañaron, hasta el punto de producir un colapso en el crecimiento de la población (Fig. 6.13f, g y h). Fue un periodo que coincidió con una gran agitación política, incluyendo frecuentes reemplazos de gobierno e incluso fracasos estatales. Uno de los países más grandes de Europa, la Confederación Polaco-Lituana, desapareció por completo, junto con un tercio de su población. Los Siete Años Enfermos de Escocia, en la década de 1690, fueron causados por una gran hambruna en el norte de Europa que mató a la mitad de la población en Finlandia y al 15% en Escocia, y fue un factor importante que condujo a su unión con Inglaterra. Geoffrey Parker ha analizado los aspectos históricos de la crisis mundial del siglo ^{XVII}y su relación con los fenómenos climáticos (Parker 2008).

El siglo ^{XVIII}fue de nuevo un periodo de recuperación, tras el cual volvieron el deterioro climático y los problemas sociales. La incapacidad del Antiguo Régimen para responder a las frecuentes crisis provocó la Revolución Francesa cuando las malas cosechas debidas a una sequía en 1788, y los consiguientes altos precios de los alimentos en 1789, afectaron a la población de Francia. Las guerras revolucionarias francesas, seguidas de las napoleónicas, volvieron a sumir a Europa.

Sin embargo, los agricultores europeos de la segunda mitad ^{del} siglo XVIII habían aprendido a hacer frente a las difíciles condiciones climáticas mediante una serie de adaptaciones que constituyeron la Revolución Agrícola, que a su vez contribuyó a impulsar la Revolución Industrial. A la desaparición definitiva de la peste en Europa hacia 1750 siguió la aparición de las recurrentes pandemias de cólera del siglo XIX. En 1850, la LIA había quedado atrás y desde entonces las sociedades humanas se han visto acompañadas por unas condiciones climáticas mucho mejores.

6.9 Efectos climáticos de los grandes mínimos solares

La considerable cantidad de información sobre los efectos climáticos de los SGM apunta esencialmente a un efecto atmosférico. La fenomenología observada suele ser

- Aumento específico de las precipitaciones en latitudes medias y altas

- Disminución regional de las precipitaciones en las zonas tropicales y subtropicales
- Debilitamiento de los monzones tropicales.
- Aumento de la fuerza del viento en latitudes medias y altas
- Aumento de la circulación polar
- Enfriamiento invernal
- Enfriamiento de la superficie del mar
- Aumento de la diferencia de temperatura entre el Ecuador y los Polos
- Avance de los glaciares
- Aumento de la actividad de los icebergs

Estos efectos son coherentes con una expansión de las células polares, un desplazamiento hacia el sur de la corriente en chorro polar, un desplazamiento ecuatorial de la célula Ferrel y del chorro subtropical, y un desplazamiento similar de las partes descendentes de las Células Hadley contractoras. El cambio resultante en los patrones de viento sería responsable de las alteraciones en las precipitaciones y las temperaturas. Estos cambios atmosféricos fueron descritos por Joanna Haigh (1996) en su histórico artículo "The impact of solar variability on climate", donde describía los cambios hallados en un modelo de circulación general al simular cambios en la irradiancia solar y el ozono estratosférico. Desde entonces, la hipótesis de Haigh ha recibido apoyo no sólo de la paleoclimatología, como se revisa aquí, sino también del reanálisis de datos meteorológicos. La hipótesis afirma que la variabilidad solar afecta al clima a través de un mecanismo ascendente procedente de los cambios en la irradiancia de la superficie, acoplado a un mecanismo descendente procedente de los cambios en la UV y el ozono estratosféricos. El capítulo 11 incluye pruebas de una hipótesis que explica cómo los cambios atmosféricos podrían producir un intenso cambio climático global capaz de explicar las pruebas paleoclimatológicas aquí reseñadas.

Aunque los cambios en la circulación oceánica han sido implicados por algunos autores en los cambios climáticos de los eventos fríos del ciclo de Bray, la naturaleza global de éstos sugiere que los cambios oceánicos, aunque potencialmente muy importantes, son probablemente de naturaleza secundaria, inducidos por cambios atmosféricos en los patrones de viento.

El análisis del clima del Holoceno muestra una tendencia al enfriamiento a largo plazo interrumpida por episodios fríos (Fig. 6.1; véase también el Cap. 4). Durante los últimos siete mil años, cada milenio ha sido, por término medio, más frío que el anterior, debido a los cambios orbitales. La oblicuidad está ahora disminuyendo a su ritmo más rápido en 40.000 años y la insolación del verano boreal está en su valor mínimo en 20.000 años, una configuración orbital que apoya una continuación de la tendencia de enfriamiento multimilenaria. Dentro de este contexto, el Holoceno, desde que alcanzó el HCO, no muestra eventos de calentamiento, ya que cualquier periodo significativo de calentamiento multimilenario está precedido por un periodo de enfriamiento multimilenario igualmente significativo, y el Calentamiento Global Moderno no es una excepción, ya que está precedido por la LIA.

Comparando los principales eventos fríos del Holoceno que incluyen los mínimos del ciclo de Bray en 0.5, 2.8, y 5.2 kyr, más el principal evento de 8.2 kyr (Fig 6.14) muestra que tanto el enfriamiento como el posterior calentamiento pueden durar de 2 a 4 siglos. Dado que la actividad solar suele volver bastante rápido a los niveles normales después de una SGM, la lenta recuperación de las temperaturas sugiere que la reorganización atmosférica inducida por los cambios en la actividad solar es un proceso lento que tiene lugar sin forzar, y dado que el evento completo suele durar más de medio milenio, el clima parece asentarse en una configuración diferente, ya que las condiciones orbitales han cambiado durante ese tiempo. Esta podría ser la razón por la que los mínimos del ciclo de Bray marcan a grandes rasgos la separación entre los distintos periodos climáticos de la serie palinológica de Blytt-Sernander (periodos boreal, atlántico, subboreal y subatlántico).

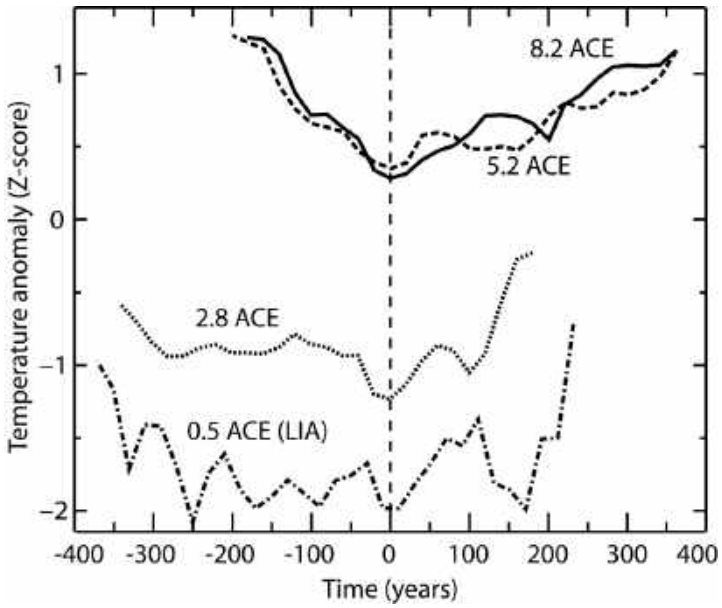


Fig. 6.14 Cambio de temperatura global durante los principales enfriamientos del Holoceno
Principales eventos de enfriamiento a partir de una reconstrucción de la temperatura global a partir de 73 proxies. La anomalía de temperatura reconstruida se expresa como puntuación Z (véase la sección 4.4). La curva de eventos de LIA mostrada no incluye la mayor parte del Calentamiento Global Moderno, ya que sólo el 22% de los proxies alcanzaron 1950, lo que lleva a inferencias estadísticamente débiles. Los registros instrumentales muestran +0,6 °C adicionales desde el momento en que finaliza la reconstrucción.

Existen pruebas paleoclimatológicas de que durante el siglo XX se ha producido una expansión atmosférica hacia el polo de las células de Hadley y Ferrel, y de los regímenes de vientos asociados, incluido el fortalecimiento de los vientos del oeste meridional y el desplazamiento hacia el sur asociado a fases persistentemente positivas del Modo Anular del Sur (Oscilación Antártica), como se ha evaluado en la Patagonia (Chile; Moreno et al. 2014). La expansión de las células de Hadley, que suele atribuirse al agotamiento del ozono, se ha medido desde 1979 en torno a 1-2° de latitud. La continuación de la expansión de las células de Hadley puede sugerir que la recuperación natural de la LIA no ha terminado, ya que se cree que los gases de efecto invernadero contribuyen poco a este fenómeno (Allen et al. 2012) y parece haber estado teniendo lugar durante más de 100 años. Alternativamente, podría ser el resultado del Máximo Solar Moderno que ha tenido lugar durante el siglo XX (1935-2005; véase la sección 11.6).

Al calentamiento natural provocado por la recuperación posterior al LIA se ha añadido el calentamiento antropogénico (véase el Cap. 9). El efecto antropogénico es más evidente en el estado de la criosfera. En todo el mundo, los glaciares han retrocedido hasta el punto en que se encontraban hace unos 5.000 años, durante la Transición del Holoceno Medio, al comienzo del periodo Neoglaciar. Esa es la razón por la que en todo el mundo se están descubriendo restos orgánicos como Ötzi, el hombre de hielo del Tirol, de 5200 años antes de Cristo. Es posible que la criosfera sea especialmente sensible a la combinación del aumento de gases de efecto invernadero y el incremento de partículas absorbentes de luz procedentes del hollín antropogénico. No obstante, no podemos descartar que la temperatura media global se esté aproximando a valores de hace más de 5000 años, como sugiere la Fig. 6.14.

6.10 Conclusiones

6a. Los periodos de baja actividad solar que caracterizan el ciclo solar de Bray de 2500 años coinciden en todos los casos con periodos de deterioro climático caracterizados por enfriamiento global en tierra y mar, aumento de la actividad de los icebergs, avance de los glaciares, cambios atmosféricos consistentes con la expansión hacia el ecuador de la circulación polar, contracción de las células de Hadley, y cambios en los patrones de viento y precipitación que generalmente aumentan en latitudes medias y altas y disminuyen en latitudes bajas con un debilitamiento de los monzones ecuatoriales.

6b. Los periodos de cambio climático abrupto asociados a los mínimos del ciclo solar de Bray coinciden con periodos de crisis para las sociedades humanas a la vez que ofrecen oportunidades de adaptación y avance, y a menudo coinciden con importantes transiciones culturales que apoyan la hipótesis de que el cambio climático actúa como motor del progreso de la sociedad.

6c. A pesar de su claro e intenso efecto paleoclimático, los cambios en la actividad solar no se tienen debidamente en cuenta en nuestra comprensión actual de los forzamientos climáticos debido a nuestra ignorancia de los mecanismos físicos subyacentes. Esta subestimación del forzamiento solar tiene como consecuencia inevitable una sobreestimación del forzamiento antropogénico.

7. EL ELUSIVO CICLO HOLOCENO DE 1500 AÑOS

"Por supuesto que hay cambio climático. El cambio climático forma parte del orden normal de las cosas, y sabemos que ocurría antes de que llegaran los humanos".
Freeman Dyson (2007)

7.1 Introducción

El descubrimiento del ciclo glaciar Dansgaard-Oechsger (D-O) de unos 1.500 años de antigüedad en los testigos de hielo de Groenlandia (véase el capítulo 3) inició una búsqueda para identificar este ciclo en los registros del Holoceno, donde su ausencia resultaba desconcertante. En 1995, Gerard Bond y Rusty Lotti demostraron en testigos marinos profundos que los episodios D-O de época glaciar coincidían con periodos de mayor actividad de los icebergs y que estaban relacionados con los episodios Heinrich (periodos de gran actividad de los icebergs en el Atlántico Norte). Los registros mostraban 3-4 eventos D-O que tenían lugar entre eventos Heinrich. Este patrón sedimentario oceánico del periodo glaciar pasó a conocerse como "ciclo Bond". Desde 1996, los investigadores empezaron a señalar una periodicidad de 1.500 años en los proxies del Holoceno, y el objetivo de Bond era ampliar su ciclo al Holoceno. Afirmó haberlo conseguido en 2001, cuando presentó su famoso registro petrológico del hielo a la deriva, que revelaba una serie de episodios fríos en el Holoceno (Bond et al. 2001). El informe de Bond provocó un cambio de paradigma, ya que en aquella época se consideraba que el Holoceno era estable desde el punto de vista climático, a pesar de las pruebas contrarias procedentes de estudios glaciares. Hemos visto que la identificación de Bond de un ciclo holoceno era errónea (véase la Fig. 4.17), y su numeración engañosa de los eventos fríos para tratar de encajarlos en una serie de 1500 años ha causado una confusión innecesaria en el campo. Investigadores de todo el mundo han intentado relacionar las anomalías negativas de temperatura e incluso las fluctuaciones de las precipitaciones en sus registros indirectos con los eventos Bond, perpetuando el mito. Como las pruebas son contradictorias entre los informes, la existencia de un ciclo de 1500 años en el Holoceno se ha vuelto más polémica con el tiempo. En palabras de Raimund Muscheler (2012) es *"el enigmático ciclo de 1.500 años"*, y según Maxime Debret et al. (2007) *"uno de los enigmas pendientes de la variabilidad climática."* Tras una extensa investigación, Heinz Wanner et al. (2011) concluyeron que *"los eventos fríos multicentenarios no eran estrictamente regulares o cíclicos, y un único proceso no puede explicar su complejo patrón espaciotemporal."*

¿Podría Bond estar equivocado, Wanner en lo cierto, y aún así existir una manifestación del ciclo D-O en el Holoceno? Eso es lo que apoyan las pruebas, y la naturaleza de éstas apunta una vez más al proceso que es la causa probable de este ciclo climático.

7.2 ¿Qué debemos esperar de un ciclo de 1500 años del Holoceno?

En la última década hemos ampliado enormemente nuestros conocimientos sobre el ciclo D-O (véase el capítulo 3). Sabemos que los eventos D-O son calentamientos bruscos que tienen lugar en la zona del Atlántico Norte y los mares nórdicos. Al parecer, tienen lugar cuando la estratificación del agua se altera bruscamente, permitiendo que una oleada de aguas cálidas subsuperficiales acumuladas durante largos periodos de tiempo derrita el hielo superficial y libere calor a la atmósfera (véase la Fig. 3.14). Requieren unas condiciones de hielo elevado y un nivel del mar bajo, entre 35 y 100 m por debajo del nivel actual (véase la Fig. 3.10). Su disparo presenta una doble periodicidad de 4,8 y 3,0 kyr (ver Fig. 3.9). La periodicidad de 3,0 kyr está sostenida por la secuencia que abarca los Interestadiales de Groenlandia (GI) 5.2-7-8-10, de c. 9.000 años en un conjunto de tres oscilaciones, y también por la distancia de c. 3,0 kyr entre GI 19.219.1, GI 17.1-15.2, y GI 1-0 (ver Secc. 3.4). Si existe un ciclo de 1500 años en el Holoceno relacionado con el ciclo D-O, podría deberse a una periodicidad subarmónica relacionada con la periodicidad de 3 kyr encontrada, o ambas podrían ser armónicas de una frecuencia elemental más corta. Wolfgang Berger y Ulrich von Rad (2002) propusieron que el ciclo de 1500 años es un armónico del latido entre las precesiones nodales y apsidales de la Luna, una hipótesis que se ajusta no sólo al periodo observado, sino también al mecanismo necesario para la mezcla vertical del agua a través del forzamiento de las mareas.

Como se ha descrito, los eventos D-O no pueden tener lugar durante el Holoceno. Hace demasiado calor, hay demasiado poco hielo y el nivel del mar es demasiado alto. Los nuevos eventos D-O tendrán que esperar hasta el próximo periodo glaciar. Sin embargo, si el desencadenante es astronómico, su reloj no para de sonar, y es justo preguntarse si podría tener otros efectos que causaran un ciclo climático de 1500 años durante el Holoceno. Ya conocemos algunas características que debería presentar el ciclo de 1500 años: Debería tener lugar cuando el desencadenante lo indique y, por tanto, en fase con el ciclo D-O; su manifestación debería ser compatible con un mecanismo que promueva la mezcla vertical del agua (principalmente fuerzas eólicas y mareomotrices); y podría no deberse a la variabilidad interna del clima. Dado que la naturaleza de calentamiento de los eventos D-O depende de la presencia de abundantes aguas cálidas subsuperficiales en una región específica, el ciclo de 1500 años del Holoceno no tiene por qué ser un ciclo de calentamiento. De hecho, si el desencadenante

promueve la mezcla vertical del agua, en la mayoría de los lugares esto significaría un enfriamiento de la superficie del mar. Que este autor sepa, ningún investigador ha establecido requisitos para el ciclo de 1500 años, excepto la periodicidad, y dado que casi todos los proxy presentan alguna periodicidad, a menudo sin razón obvia, varias de las periodicidades proxy de 1500 años de las que se tiene noticia podrían no corresponder al ciclo que causó los eventos D-O durante los periodos glaciares.

La siguiente cuestión es dónde buscar el ciclo de 1500 años. Como Bond identificó su ciclo glaciar en los sedimentos del Atlántico Norte, se propuso identificar también allí el ciclo de 1500 años del Holoceno. Sin embargo, como vimos con el ciclo de 2500 años de Bray (ver Cap. 5), el Atlántico Norte es especialmente sensible a la baja actividad solar (ver Fig. 5.17), y por lo tanto, la mayoría de los eventos de Bond representan eventos de enfriamiento inducidos por el sol, como Bond et al. (2001) destacaron. Algunos de los picos de la serie Bond no pueden asignarse a la actividad solar y podrían representar enfriamientos del ciclo de 1500 años. De hecho, se ha demostrado que durante el Neoglaciar la serie de Bond puede ajustarse mejor a una periodicidad de 1500 años (Debret et al. 2007; ver Fig. 4.17). Sin embargo, dada la fuerza de la señal de variabilidad solar en el Atlántico Norte, los registros proxy de esa zona suelen presentar periodicidades mixtas más difíciles de interpretar. Esto ha creado otro problema, ya que la mayoría de los autores han buscado el ciclo en la zona del Atlántico Norte, siguiendo los pasos de Bond. El resultado ha sido una mayor confusión en la literatura científica y algunas afirmaciones de que el ciclo de 1500 años era quizás de origen solar.

Antes de revisar las pruebas del ciclo de 1500 años, veamos en qué punto se encuentra el ciclo D-O al comienzo del Holoceno. Según Rahmstorf (2003) los cambios bruscos de calentamiento que iniciaron la oscilación de Bølling y el Holoceno corresponden a los eventos D-O 1 y 0 respectivamente, y están separados por 3000 años (Fig. 7.1). También sitúa otro evento en el medio (DO-A) como posible responsable del calentamiento tras el periodo frío Intra-Allerød. Para comprobar la relación temporal entre los registros proxy y el reloj D-O, la periodicidad D-O observada en el intervalo de 15.000-11.000 años BP se ha proyectado al resto del Holoceno.

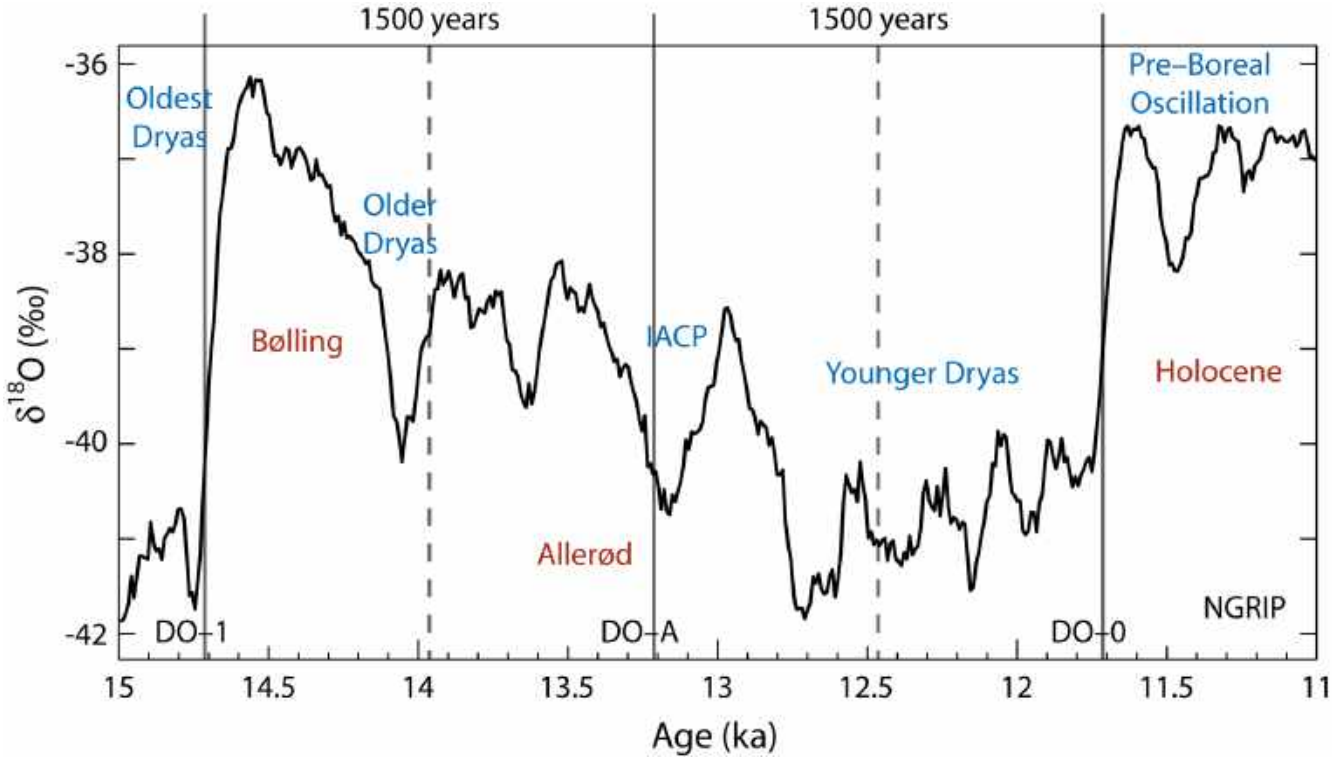


Fig. 7.1 El ciclo Dansgaard-Oechsger al final del último periodo glaciar
Promedio de 80 años del proxy NGRIP $\delta^{18}O$ para la temperatura de Groenlandia en la escala temporal GICC05, según Seierstad et al. (2014). Los eventos D-O propuestos se indican con líneas grises continuas. Las líneas grises discontinuas representan el armónico de 750 años de la periodicidad D-O. Los periodos fríos se indican por encima de la curva y los cálidos por debajo. IACP: Periodo frío intra-Allerød.

7.3 La periodicidad de 1500 años durante el Holoceno

Durante los últimos 20 años, los investigadores han informado de una periodicidad de unos 1.500 años en los indicadores climáticos del Holoceno. En 2007, Maxime Debret et al. llevaron a cabo un análisis wavelet de algunos de estos registros proxy. La técnica wavelet permite determinar bidimensionalmente no sólo las periodicidades presentes en el registro, sino también los momentos en que se encuentran esas periodicidades. Debret et al. (2007) concluyen a partir de su análisis de

ondículas que la variabilidad milenaria del Holoceno se compone de tres periodicidades principales de c. 1000, 1500 y 2500 años. Basándose en la coincidencia de los ciclos de 1000 y 2500 años con el perfil del análisis wavelet de las tasas de producción de ^{14}C y ^{10}Be, defienden su origen solar. Asignan un origen oceánico a la periodicidad de 1.500 años porque está ausente en los indicadores solares y presente en los oceánicos. El análisis wavelet también muestra que en algunos proxies la periodicidad de c. 1500 años no es continua a lo largo del Holoceno, estando ausente o muy atenuada durante el Holoceno temprano, mientras que en otros registros esta señal aparece unos miles de años antes. Sin embargo, al examinar la frecuencia mostrada por estos proxies queda claro que no pueden corresponder a la misma periodicidad, ya que algunos son de c. 1400 años y otros de c. 1600 años. A lo largo del Holoceno, una periodicidad de 1500 años presentaría siete oscilaciones, y una diferencia de sólo 100 años provocaría un desfase de 700 años, incompatible con que se trate de manifestaciones diferentes de un mismo ciclo.

La falta de una periodicidad solar de 1500 años no ha disuadido a algunos autores de atribuir la periodicidad de 1500 años encontrada en los proxies oceánicos a una causa solar más indirecta. Dima y Lohman (2008) propusieron que la periodicidad de 1500 años se debe a un umbral de respuesta de la circulación meridional atlántica a un forzamiento solar de baja frecuencia. Ruzmaikin y Feynman (2011), tras analizar varios proxies atlánticos, hallaron que la periodicidad era altamente no lineal e inestable, pero no puramente aleatoria, y propusieron un mecanismo similar basado en el ciclo solar centenario. La evidencia de que ciertos proxies climáticos presentan una periodicidad de c. 1500 años es clara, pero muchos autores dudan de que reflejen una verdadera oscilación periódica estacionaria causada por variabilidad interna o forzamiento externo (Obrochta et al. 2012). Por lo tanto, la identificación de una periodicidad persistente de 1500 años sigue siendo controvertida tanto para el último episodio glaciar como para el Holoceno.

El enfoque adoptado aquí consiste en evitar los registros indirectos del Atlántico Norte, muy influidos por el forzamiento solar, debido al carácter de punto caliente de variabilidad climática de la región. También se asume que el ciclo es coherente desde el periodo glaciar hasta el Holoceno, manteniendo el periodo y la fase. Se requieren proxies que presenten una periodicidad de unos 1500 años para que coincidan con el patrón D-O de 1500 años mostrado en la Fig. 7.1 extendido hasta el Holoceno. Las líneas verticales en las figuras marcarán periodos exactos de 1500 años desde 11.700 BP, con líneas verticales discontinuas indicando los puntos medios. Este estricto requisito garantiza que todos los proxies identificados oscilan con la misma fase y coinciden con la fase D-O a lo largo del Holoceno.

7.4 El ciclo oceánico de 1500 años

Entre las posibles explicaciones del ciclo de 1500 años propuestas por distintos autores, la mayoría parecen atribuirlo a una oscilación oceánica, ya sea forzada desde el exterior o debida a la variabilidad interna. Sin embargo, la mayoría de los proxies oceánicos que contienen una señal de frecuencia de 1500 años muestran un patrón muy complejo, lo que indica que el proxy se ve afectado por otros ciclos y cambios climáticos, e impide una identificación clara del ciclo de 1500 años.

La temperatura de la superficie del mar (TSM) se ve afectada, entre otros factores, por los cambios en los patrones de viento, la fuerza del viento, la insolación, la nubosidad, la presión y los patrones de precipitación. Por ello, la mayoría de los registros indirectos de TSM, especialmente los del Atlántico Norte, no muestran un ciclo reconocible de 1500 años. Una excepción es el registro proxy de la TSM del Pacífico noroccidental basado en la alkenona de la costa de Japón reportado por Isono et al. (2009; Fig 7.2a). Aunque la reconstrucción de la temperatura presenta una periodicidad de 1500 años que coincide con el patrón D-O, la coincidencia presenta un claro cambio de fase de 180° a 7 kyr BP (Fig. 7.2a, barra negra), cuando las temperaturas más altas pasaron de tener lugar a mitad de ciclo antes del cambio, a temperaturas más bajas teniendo lugar a mitad de ciclo después.

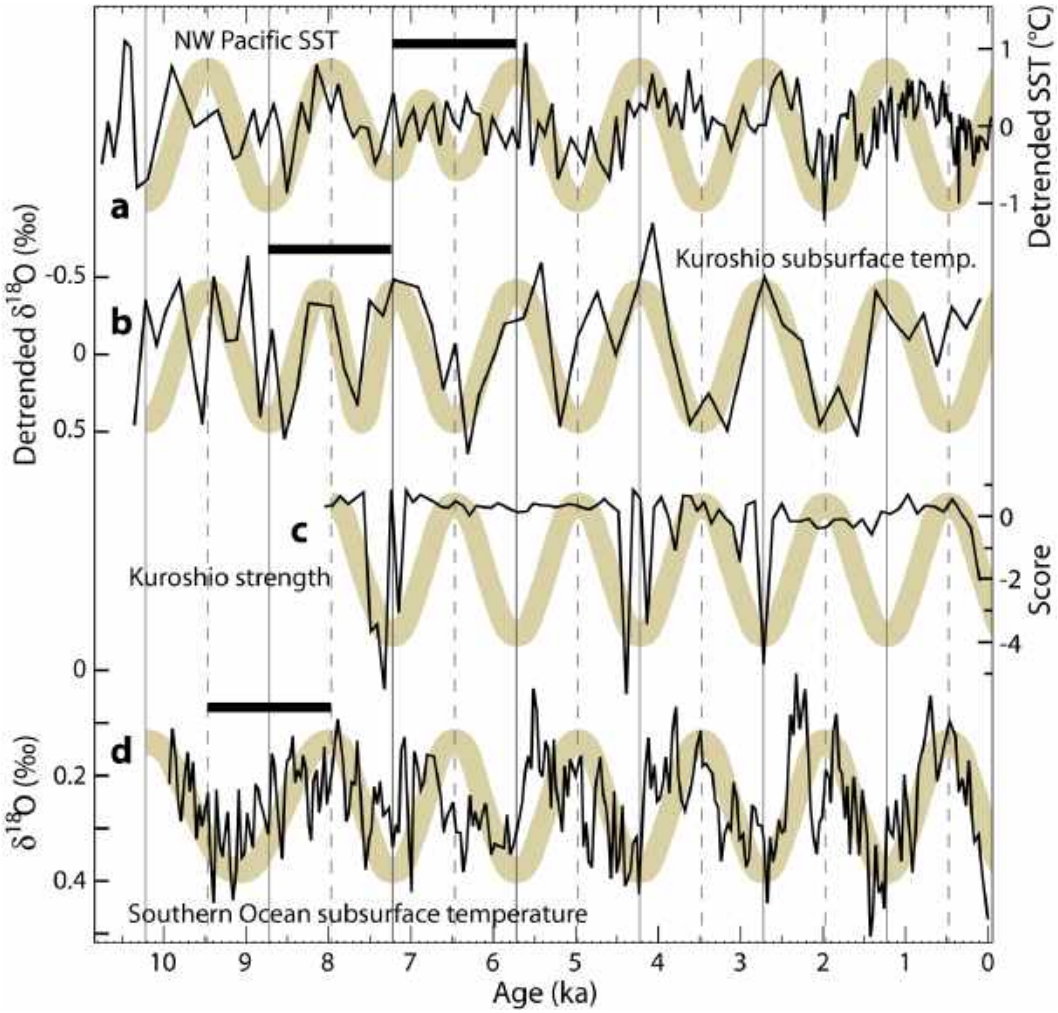


Fig. 7.2 Registros proxy oceánicos que muestran el ciclo de 1500 años
a) Variaciones en la TSM derivada de la alkenona de un núcleo frente a la costa de Japón central en el Pacífico noroccidental. Según Isono et al. (2009). **b)** Variaciones de la firma isotópica de oxígeno de la calcita *Pulleniatina obliquiloculata* en un núcleo de sedimento de la Fosa de Okinawa, en la parte sudoriental del Mar de China Oriental, como indicador indirecto de la temperatura de la termoclina superior. Según Wang et al. (2016). **c)** Núcleo de sedimento marino de 5-18 μm de fracción siliciclástica procedente de ríos de Taiwán y transportada por la corriente de Kuroshio a la fosa de Okinawa como indicador de la fuerza de la corriente de Kuroshio. Según Zheng et al. (2016). **d)** Mediciones de $\delta^{18}O$ de *Globigerina bulloides* de un núcleo de sedimento marino de Murray Canyon (Great Australian Bight) como indicador de la temperatura intermedia del agua. Según Moros et al. (2009). La periodicidad D-O (véase la Fig. 7.1) se indica con líneas verticales grises continuas. Las líneas grises discontinuas representan el armónico de 750 años de la periodicidad D-O. Barras horizontales negras: Períodos con un desplazamiento de fase aparente de 180° en la periodicidad de los datos. Curva sinusoidal gruesa: Periodicidad de 1500 años que tiene en cuenta el desplazamiento.

La temperatura del agua justo por encima de la termoclina (normalmente a 50-100 m de profundidad) se ve menos afectada por los cambios en las precipitaciones y la insolación, y puede determinarse mediante la composición isotópica del oxígeno, o la relación Mg/Ca, de las conchas sedimentadas de los foraminíferos que habitan en esa zona. Wang et al. (2016) determinaron las variaciones de ^{18}O del foramen *Pulleniatina obliquiloculata*, habitante de la termoclina, en un núcleo de sedimento marino de la Fosa de Okinawa, donde la corriente de Kuroshio transporta aguas cálidas desde los trópicos a latitudes más altas. El proxy de la temperatura subsuperficial del mar muestra un ciclo muy claro de 1500 años en fase con el ciclo D-O, donde durante los últimos 7000 años se produjeron temperaturas más altas en la termoclina en los momentos determinados por la periodicidad D-O (Fig. 7.2b). Curiosamente este proxy también parece presentar un cambio de fase de 180° hace unos 8000 años, ya que antes de esa fecha eran las temperaturas más bajas y no las más altas las que coincidían con la periodicidad D-O (Fig. 7.2b, barra negra). Y no es solo la temperatura, sino también la fuerza de la Corriente de Kuroshio la que parece verse afectada por el ciclo de 1500 años, ya que esta periodicidad se encuentra también en la fracción de partículas de 5-18 μm que se origina en los ríos de Taiwán y es transportada hacia el norte por la corriente hasta la Fosa de Okinawa (Zheng et al. 2016; Fig. 7.2c). En algunos de los momentos que coinciden con la periodicidad D-O la presencia de esta fracción se desploma, lo que indica un descenso repentino de la fuerza de la corriente, probablemente debido a que la Corriente de Kuroshio no entra en la Fosa de Okinawa.

El efecto del ciclo D-O sobre la temperatura del agua de la haloclina ya fue revisado en el Cap. 3 (ver Fig. 3.14; Dokken et al. 2013), y fue uno de los argumentos utilizados para apoyar su posible naturaleza mareal. Por tanto, es muy interesante que el ciclo de 1500 años del Holoceno muestre una manifestación similar, no solo en el Pacífico noroccidental, sino también en el océano Antártico. Moros et al. (2009) determinaron los cambios de temperatura del agua en la termoclina durante el Holoceno en Murray Canyon (Great Australian Bight) utilizando la firma isotópica de oxígeno de otro foramen de la termoclina, *Globigerina bulloides*. Curiosamente, el registro no sólo muestra una clara periodicidad de 1500 años en fase con el ciclo D-O (Fig. 7.2d), sino que también tiene un aspecto característico de diente de sierra bastante similar al registro indirecto del último período glacial en el Mar de Noruega (ver Fig. 3.14). Y de nuevo, encontramos un periodo entre 9-8.000 años BP en el que el registro muestra un cambio de fase de 180° (Fig. 7.2d, barra negra).

Aunque estos registros proxy oceánicos son todos muy consistentes en mostrar una periodicidad en fase de 1500 años, no dan una señal de temperatura consistente. El proxy de TSM del Pacífico Noroccidental y el proxy de temperatura subsuperficial de la corriente de Kuroshio muestran una señal de calentamiento en la periodicidad D-O especificada, mientras que el proxy del Océano Austral muestra la señal opuesta. La naturaleza cálida del ciclo glacial D-O parece responder a las condiciones específicas de acumulación de agua cálida bajo una capa fresca y fría de termoclina en los mares nórdicos y no es intrínseca a la naturaleza del ciclo. En la posición en la que se determinaron las TSM por Isono et al. (2009; Fig. 7.2a) se mezclan la corriente cálida de Kuroshio y la corriente fría de Oyashio, mientras que el lugar del registro de Great Australian Bight está cerca del límite norte actual del agua subantártica. Por lo tanto, la respuesta de la temperatura al ritmo de 1500 años podría estar determinada por las condiciones climáticas regionales o hemisféricas y, por lo tanto, el ciclo no parece transmitir una señal de temperatura por sí mismo.

7.5 El ciclo atmosférico de 1500 años

En 1997 Paul Mayewski y sus colegas informaron de que los iones químicos encontrados en el núcleo de hielo GISP2 presentaban una periodicidad de 1450 años durante el último periodo glaciar, que se extendía hasta el Holoceno. Las especies químicas que precipitan sobre la nieve polar son introducidas en la atmósfera por los aerosoles de sal marina y el polvo continental, y su abundancia depende de las condiciones atmosféricas. A partir de la abundancia relativa de estos trazadores químicos, Mayewski et al. (1997) reconstruyeron un índice de circulación polar (ICP) que proporciona una medida relativa del tamaño medio y la intensidad de la circulación atmosférica polar. En términos generales, los valores del PCI aumentan (por ejemplo, más polvos continentales y contribuciones marinas) durante las porciones más frías del registro (estadiales) y disminuyen durante los periodos más cálidos (interestadiales e interglaciares). Aunque la amplitud de los cambios del PCI disminuye notablemente durante el Holoceno, debido a su variabilidad climática mucho más moderada, el ciclo de 1450 años persiste en el registro. Esto indica que la naturaleza de la periodicidad es la misma, y que el aumento del PCI que acompaña al ciclo está asociado a una circulación atmosférica más activa, debida a condiciones invernales más frías. Un periodograma para los últimos 11.500 años muestra que no sólo el pico de 1450 años es significativo a un nivel >99%, sino también los armónicos de 725 y 2900 años, y que ninguno de estos picos puede asignarse a la variabilidad de la producción de ^{14}C indicativa de un origen solar (Mayewski et al. 1997; Fig. 7.3).

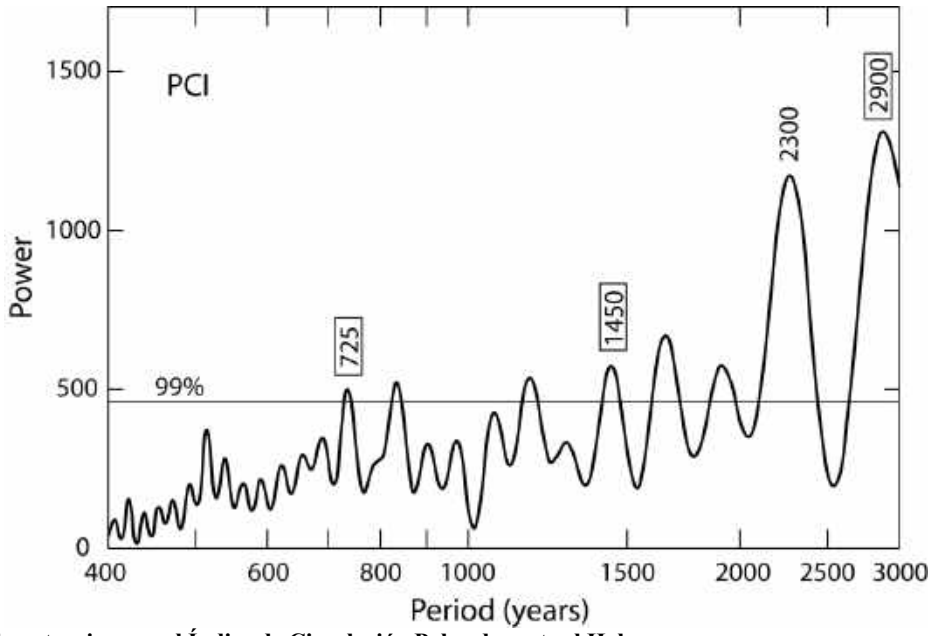


Fig. 7.3 Espectros de potencia para el Índice de Circulación Polar durante el Holoceno
Series del ICP que cubren los últimos 11.500 años. Los picos espectrales por encima de la línea horizontal son significativos a un nivel de

significación >99%. Según Mayewski et al. (1997). Los picos de 725 y 1450 años son subarmónicos del pico mucho mayor de 2900 años, que probablemente corresponde a la frecuencia de 3,0 kyr del ciclo D-O (véase el capítulo 3). El pico de 2300 años corresponde probablemente al ciclo solar de 2500 años, afectado por las irregularidades del ciclo (véase el Cap. 5).

Otro registro proxy vinculado a la atmósfera que muestra una periodicidad muy clara, en fase, de 1500 años procede del Mar Arábigo, donde el polvo del desierto de Arabia que contiene elementos de tierras raras (REE) se deposita tras ser transportado por los vientos del noroeste (Sirocko et al. 1996). La determinación de la variabilidad de un grupo de estos REE en un núcleo marino equilibra eficientemente los errores analíticos para cada uno de ellos, y el REE-score resultante muestra una periodicidad muy significativa de 1500 años que está en fase con el ciclo D-O (Fig. 7.4a). Además, este registro proxy muestra un ciclo de 1.500 años de forma continua durante los últimos 19 kyr (11,7 kyr mostrado en la Fig. 7.4a), lo que apoya que el mecanismo de ritmo está siempre en marcha y no se ve afectado por los drásticos cambios climáticos que tuvieron lugar hace 19-11 kyr. Además, durante los primeros 10.000 años (19-9 kyr BP) el aumento del polvo tuvo lugar en la mitad del ciclo, mientras que en los últimos 8.000 años la mitad del ciclo mostró una disminución del polvo. Entre 9 y 8 kyr BP el ciclo mostró un desplazamiento de fase de 180° (Fig. 7.4a, barra negra) como en casos anteriores. Este desplazamiento de fase probablemente afecta a la determinación de la periodicidad del ciclo, que es de 1450 años (Sirocko et al. 1996). Cuando se representan gráficamente, las oscilaciones están claramente espaciadas a 1500 años a ambos lados del desplazamiento, pero la introducción de una oscilación de media longitud, para producir el desplazamiento de fase de 180° , cambia la media a c. 1450 años.

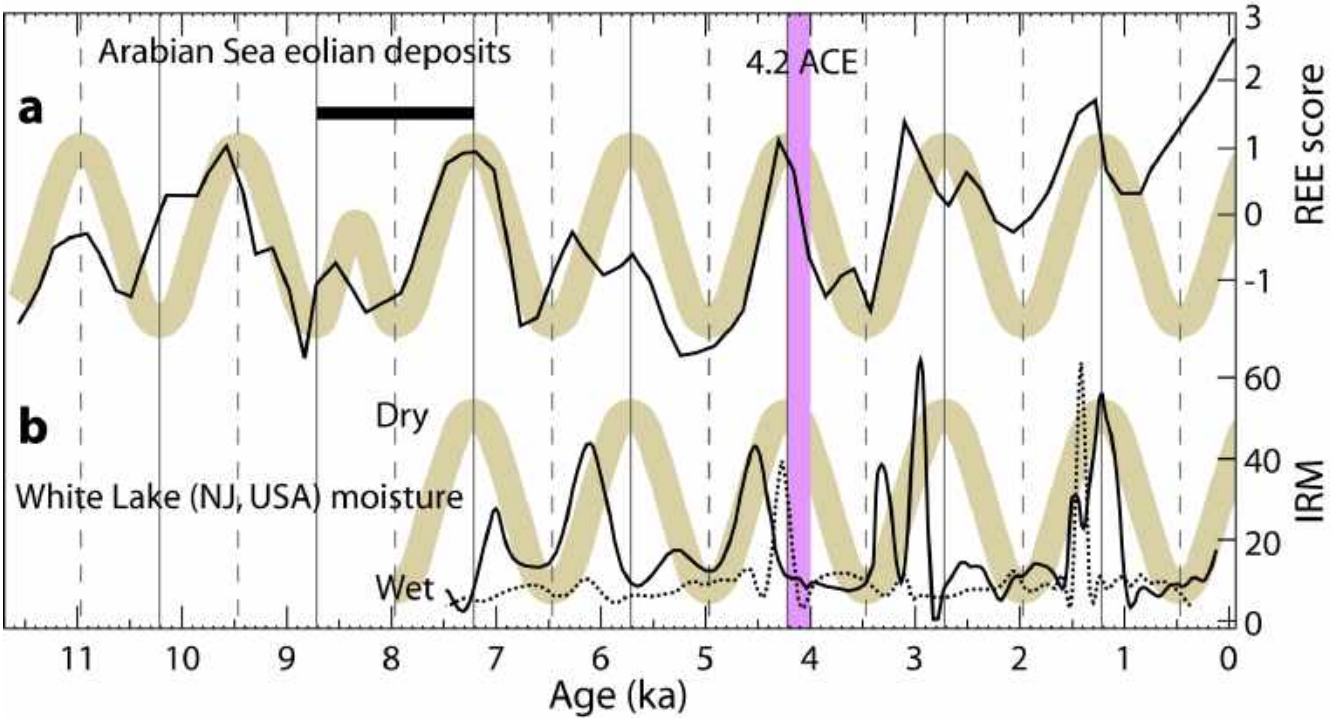


Fig. 7.4 Indicadores atmosféricos del ciclo de 1500 años
a) Cambios en la abundancia de elementos de tierras raras del polvo de Arabia en un núcleo de sedimento del Mar de Arabia. Barra negra: Periodo con un aparente desfase de 180° en la periodicidad de los datos. Según Sirocko et al. (1996). **b**) Magnetización remanente isotérmica como proxy de la humedad en dos núcleos lacustres (WL 03-1 continuo, WL 03-2 punteado) de White Lake, Nueva Jersey, EE.UU.. Según Li et al. (2007). Barra vertical rosa: Posición del evento árido de 4,2 kyr. La periodicidad D-O (véase Fig. 7.1) se indica con líneas verticales grises continuas. Las líneas grises discontinuas representan el armónico de 750 años de la periodicidad D-O. Barra horizontal negra: Periodo con un desplazamiento de fase aparente de 180° en la periodicidad de los datos. Curva sinusoidal gruesa: Periodicidad de 1500 años.

El aumento cíclico del polvo árabe que contiene REE refleja probablemente un aumento de la fuerza de los vientos del noroeste, aunque no puede descartarse un aumento cíclico de la aridez reflejado en una mayor producción de polvo. De hecho, se han encontrado pruebas de la asociación entre el ciclo de 1500 años y las precipitaciones en la región del Atlántico Medio de los EE.UU., donde dos núcleos de sedimentos lacustres muestran que los periodos de bajos niveles lacustres tuvieron lugar con una periodicidad de 1500 años (Li et al. 2007; Fig. 7.4b). La exposición de las margas debido a los bajos niveles lacustres provocó su oxidación y el aumento de su intensidad magnética, seguido de su transporte y resedimentación. A pesar de la imprecisión del modelo edad-profundidad de este proxy y de que ambos testigos muestran picos diferentes, la coincidencia de los picos con la periodicidad D-O aparece claramente dentro del error de datación. La cuestión de la posible asociación del

ciclo de 1500 años con un ciclo de precipitaciones en ciertas regiones es interesante y merece más investigación, ya que nos acercamos a un nuevo pico del ciclo (c. 2180 d.C.) y las precipitaciones son tan críticas para nuestra sociedad.

7.6 El evento de 4,2 kyr

Aproximadamente a los 4.200 años AP se produjo un evento climático abrupto (ACE) que tuvo un fuerte efecto de aridez en latitudes medias y bajas de África, Oriente Medio y el sur de Asia. La intensa sequía redujo las precipitaciones en un 30% durante unos 100-200 años, provocando probablemente el fin del Antiguo Reino egipcio, el colapso del Imperio acadio en Mesopotamia e inició la dispersión de la civilización urbana Harappan en el valle del Indo. El ACE de 4,2 kr también se observa en todo el hemisferio norte, pero de forma más compleja e irregular, a diferencia de la mayoría de los eventos fríos del Holoceno. Aunque se detecta un intenso enfriamiento en los sedimentos lacustres de Islandia a 4,2 kyr BP (Geirsdóttir et al. 2013), es breve y se invierte por completo en unos 100 años. También se registran avances glaciares en esa época en Asia Central, el hemisferio sur y Norteamérica (Mayewski et al. 2004). Curiosamente, el ACE de 4,2 años también se observa en el núcleo de hielo de Groenlandia GISP2. Se muestra como una caída significativa en la concentración de cloruros (sal marina) (un proxy del hielo marino; Mayewski & White 2012), a diferencia de la mayoría de los eventos fríos del Holoceno, lo que sugiere que el frío podría haber ido acompañado de una reducción de las precipitaciones.

Los proxies indican que el ACE de 4,2 kir se centró en la región del mar Arábigo, afectando a los monzones de África Oriental y Asia, el Mediterráneo y el sur de Europa, con un efecto menor en la región del Atlántico Norte y América del Sur, mientras que el enfriamiento parece global. Un núcleo de hielo del Kilimanjaro (África Oriental) presenta un aumento de 200 veces en las partículas de polvo en la época (Thompson et al. 2002; Fig. 7.5a), mientras que un núcleo de sedimentos marinos del Golfo de Omán presenta un aumento de 10 veces en la dolomita transportada por el viento desde la región mesopotámica (Cullen et al. 2000; Fig. 7.5b).

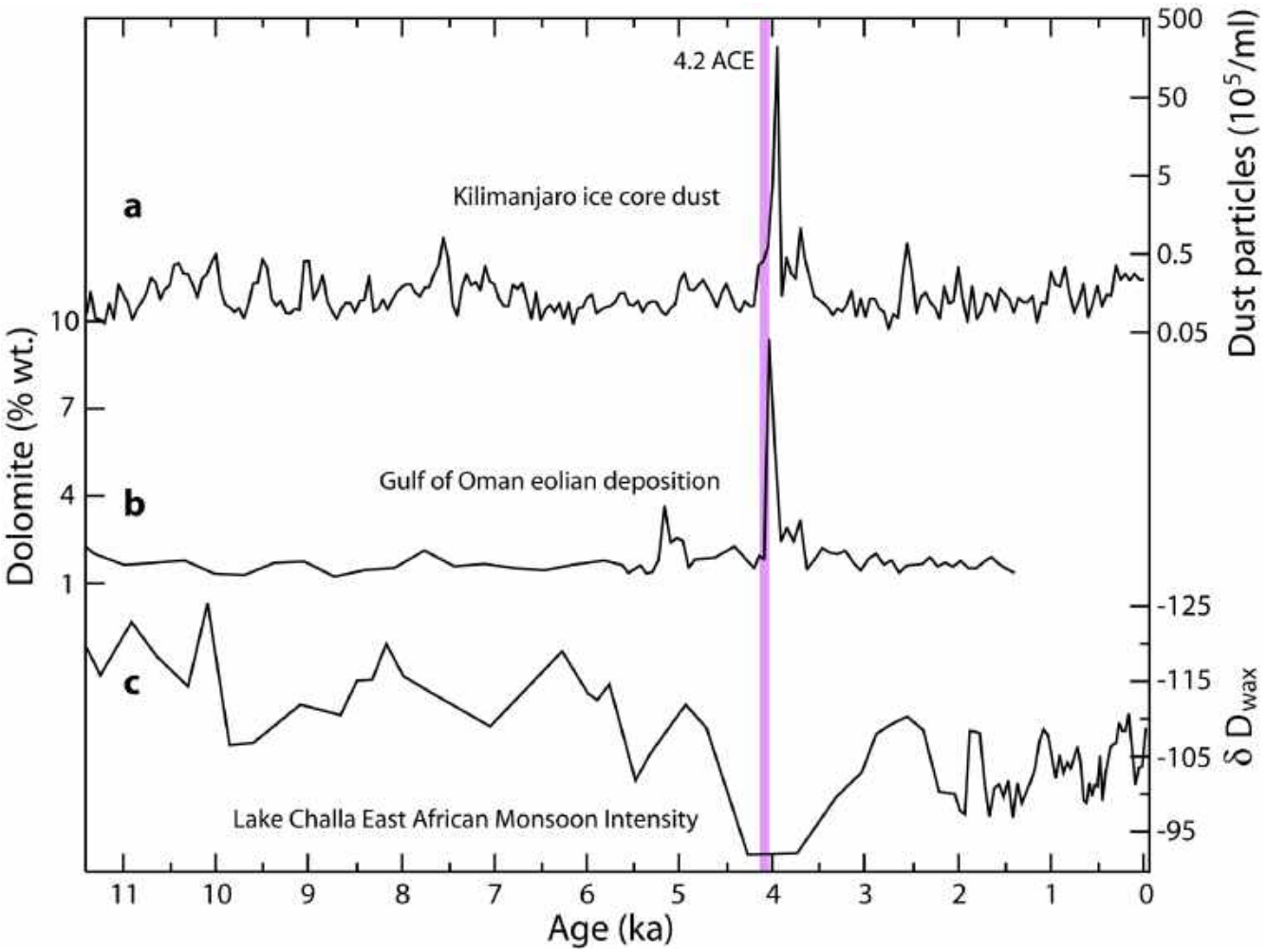


Fig. 7.5 El evento climático abrupto de 4,2 kyr
a) Promedio de 50 años de la historia del polvo del Holoceno del núcleo de hielo NIF3 del Kilimanjaro. Concentración de polvo medida como partículas de 0,63-16,0 μm de diámetro por ml de muestra. Según Thompson et al. (2002). **b)** Cambios en la dolomita del núcleo

M5-422 del Golfo de Omán que reflejan el suministro de minerales eólicos procedentes de Mesopotamia. Según Cullen et al. (2000). **c)** Cambios de deuterio en la cera de hojas de plantas sedimentarias δDwax medida como ‰ frente al estándar de Viena, como indicador indirecto de la fuerza del monzón de África Oriental en el lago Challa (Kenia). Según Tierney et al. (2011). Barra vertical rosa: Posición del evento árido de 4,2 kyr.

Tierney at al. (2011) analizaron en detalle la hidrología del lago Challa, cerca del Kilimanjaro. Uno de los indicadores que utilizaron fue la proporción de deuterio en las ceras de las hojas de las plantas sedimentadas en el lago, interpretada como un indicador indirecto de la fuerza del monzón de África Oriental. Mientras que otras variables indirectas indican que el lago Challa no presentaba niveles bajos en aquella época, δDwax indica que el monzón se desacopló en aquel momento de la cantidad total de precipitaciones en la cuenca local. El monzón de África Oriental mostró en ese momento sus valores más débiles de todo el Holoceno (Tierney et al. 2011; Fig. 7.5c). El ACE de 4,2 kir coincide también con un periodo de debilidad del monzón asiático (véase Fig. 4.18). La debilidad monzónica general durante el 4.2-kyr ACE debe haber contribuido a su inusual aridez.

Debemos concluir que el evento de 4,2 kyr es un evento árido regional excepcionalmente abrupto que también causó un enfriamiento global. Los proxies regionales que mejor lo muestran no muestran una periodicidad clara, lo que indica que los ciclos climáticos del Holoceno no fueron la causa. Además, los proxies regionales apoyan la naturaleza única del ECA de 4,2 kr dentro del Holoceno en términos de producción de polvo y minerales (Fig. 7.5a, b). El fuerte debilitamiento de los monzones y la severa aridificación regional (Fig. 7.5c) son diferentes al resto de eventos de enfriamiento del Holoceno y subrayan una manifestación atmosférica primaria. Su causa es un completo misterio. La mayoría de los autores hablan de cambios y umbrales en los sistemas oceánicos/atmosféricos. Ninguna gran erupción volcánica o impacto de asteroide capaz de tal efecto global ha sido convincentemente relacionado con el evento, aunque la brusquedad, naturaleza y desarrollo del evento árido-frío es compatible con una gran erupción volcánica tropical o impacto de asteroide. Desde 1998, la edafóloga Marie-Agnès Courty defiende que los microtejidos del suelo llevan la firma de un impacto cósmico en esa época (Courty et al. 2008). Sin embargo, la falta de pruebas más sustanciales, como picos de iridio, níquel o platino, o un cráter bien datado, ha hecho que su investigación sea ignorada en gran medida.

Sea cual sea su causa, el evento de 4,2 kr tuvo un impacto brutal en las sociedades humanas, paralizando las civilizaciones más avanzadas de la época y cambiando el curso de la historia. El mundo está ahora 100 veces más poblado y, a pesar de los avances de la civilización, no es menos vulnerable a los efectos de los cambios descritos. El éxito del imperio acadio se debió en parte a las sofisticadas medidas (para la época) que aplicaron para hacer frente a las sequías recurrentes en la región. Pero no estaban preparados para la magnitud inimaginable de lo que se les venía encima. Un texto literario sumerio, "La maldición de Agade" (Akkad; Black et al. 1998), constituye quizá la primera fuente escrita que describe una catástrofe climática generalizada. Narra el enfrentamiento del rey Naram-Sin de Akkad (2254-2218 a.C.) con Enlil, dios del viento y las tormentas.

"Como si hubiera sido antes de la época en que se construyeron y fundaron las ciudades, las grandes extensiones cultivables no produjeron grano, las extensiones inundadas no produjeron peces, los huertos irrigados no produjeron jarabe ni vino, las espesas nubes no llovieron, la planta macgurum no creció. En aquellos días, el aceite por un siclo sólo costaba medio litro, el grano por un siclo sólo medio litro, la lana por un siclo sólo una mina, el pescado por un siclo sólo llenaba una medida de ban -- ¡a tales precios se vendían en los mercados de las ciudades! Los que se acostaban en el tejado, morían en el tejado; los que se acostaban en la casa no eran enterrados. La gente se agitaba de hambre".

El ACE de 4,2-kyr ha sido elegido como punto conveniente para dividir el Holoceno por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, separando las etapas Northgrippian y Meghalayan en 4250 b2k (4200 BP; Walker et al. 2018). Es una elección cuestionable (Voosen 2018), ya que el evento fue principalmente regional, con repercusiones hemisféricas, y no constituye una división geológica o climática. El ACE de 5,2 kyr (Thompson et al. 2006) puede considerarse el inicio de la Neoglaciación, y tuvo manifestaciones globales. Se puede argumentar que constituye una mejor opción, pero no divide claramente el periodo posterior a Groenlandia en dos partes iguales.

7.7 Tormentas, hielo a la deriva y efectos de las mareas

La base de marea lunisolar propuesta para el ciclo de 1500 años (véase el apartado 3.9) tiene una predicción sobresaliente. Uno de los efectos más destacados de las mareas altas es que multiplican la subida del agua debida a las tormentas (marea de tempestad). El huracán Sandy en Nueva York, en 2012, tuvo una marejada ciclónica de 4,2 m (14 pies) debido a las mareas altas en ese momento. Analizando los registros de tormentas pasadas deberíamos ser capaces de detectar el efecto del ciclo de 1500 años, si efectivamente se trata de un ciclo de mareas. La dificultad estriba en que las tormentas tienen un carácter aleatorio y es necesario combinar múltiples registros de diferentes lugares. Sorrel et al. (2012) analizaron registros sedimentarios estuarinos y costeros de alta energía del estuario macromareal del Sena y de la bahía del Mont-Saint-Michel en la costa sur del Canal de la Mancha y definieron cinco periodos de tormentas del Holoceno que también reflejaban periodos de gran actividad tormentosa en otros lugares del norte de Europa (Sorrel et al. 2012; Fig. 7.6a). Según los autores, estos periodos de alta actividad tormentosa ocurrieron periódicamente con una frecuencia de unos 1500 años, estrechamente relacionados con los periodos fríos y ventosos identificados por Bond et al. (2001), y Wanner et al. (2011).

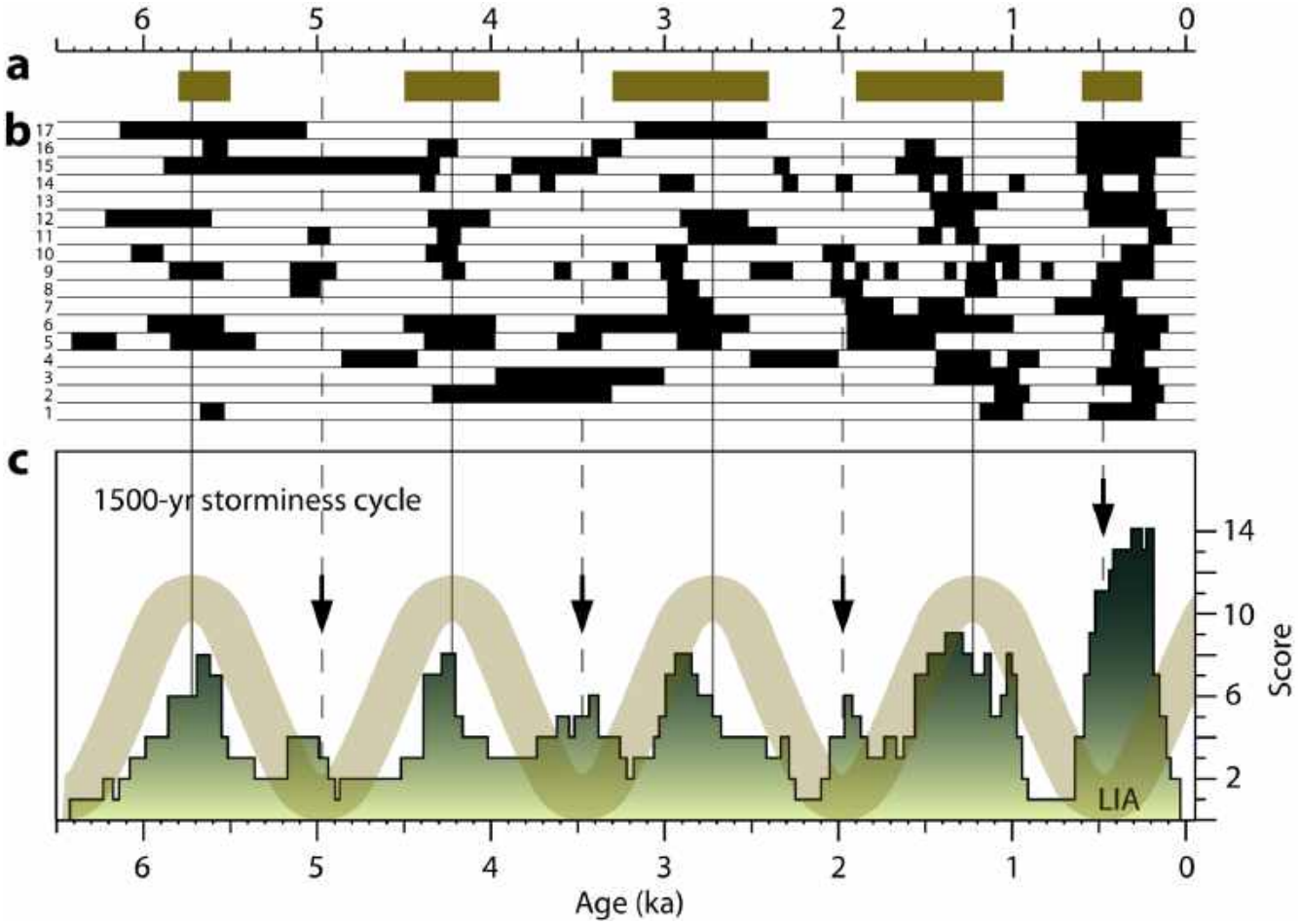


Fig. 7.6 El ciclo de tormentas de 1500 años
a) Cinco intervalos de tormentas generalizadas del Holoceno (recuadros) definidos a partir de nueve registros datados independientemente de la actividad tormentosa de la costa norte de Europa. Según Sorrel et al. (2012). **b)** Períodos de gran actividad tormentosa (barras negras) de diecisiete estudios independientes sobre tormentas para el Atlántico Norte y el Mediterráneo Occidental recopilados de la bibliografía por Costas et al. (2016). Los números corresponden a las referencias dadas en la figura 10 de Costas et al. (2016). **c)** Puntuación del número de estudios en (b) que identifican cualquier punto en el tiempo como perteneciente a un periodo de alta actividad tormentosa. Esta metafigura de tormentas revela el ciclo de 1500 años. D-O (véase la Fig. 7.1), indicado con líneas verticales grises continuas. Las líneas discontinuas grises representan el armónico de 750 años de la periodicidad D-O. Curva sinusoidal gruesa: Periodicidad de 1500 años. Las flechas indican la potencia de la tormenta en el armónico de 750 años.

La resolución temporal de los resultados de Sorrel et al. (2012) puede mejorarse si utilizamos más registros. Costas et al. (2016), en su estudio sobre la ventosidad del Holoceno en el suroeste de Europa, citan 17 estudios sobre tormentas desde Islandia y Escandinavia hasta el Mediterráneo occidental (Costas et al. 2016, su figura 10; Fig. 7.6b). El resultado de puntuar estos 17 estudios se muestra en la Fig. 7.6c, mostrando que el ciclo de tormentas no solo tiene una periodicidad de 1500 años, sino que la periodicidad es coherente con el ciclo D-O. Esta reconstrucción semicuantitativa muestra un aumento de los niveles de tormenta con el tiempo. Este aumento podría deberse simplemente a una mejor conservación de los registros más recientes o, alternativamente, reflejar el efecto del periodo Neoglaciar, cada vez más frío, sobre la frecuencia de los ciclones. Esta interpretación se ve apoyada por la elevada frecuencia de tormentas durante la Pequeña Edad de Hielo, el periodo más frío del Holoceno.

La hipótesis de las mareas para el ciclo de 1500 años se ve reforzada por la evidencia de las tormentas. Como era de esperar, el ciclo muestra una clara asociación con la intensidad de las tormentas. Según la hipótesis de las mareas, propuesta por Berger y von Rad (2002), la periodicidad de 1500 años es un armónico del latido entre la precesión nodal y apsidal de la Luna. Esta configuración permite la manifestación de poder en las otras periodicidades armónicas, y de hecho ese es el caso, ya que la tormenta también muestra un aumento en la periodicidad de 750 años (Fig. 7.6c flechas), y el máximo de tormenta de la LIA coincide con esta periodicidad de medio ciclo.

Wolfgang Berger propuso la hipótesis de las mareas del ciclo de 1500 años tras estudiar los sedimentos varvos en una zona de oxígeno mínimo del talud continental frente a la costa de Pakistán en el Mar Arábigo. El espesor de las varvas y la presencia de turbiditas (depósitos sedimentarios de tormentas) muestran una gran proporción de múltiplos de los ciclos básicos de marea del perigeo lunar y del seminodal lunar. Tres de los cuatro ciclos más largos detectados en el registro sedimentario

de 5000 años son de 366, 490 y 750 años, es decir, un cuarto, un tercio y la mitad del ciclo de 1500 años (Berger & von Rad 2002). Los autores relacionan el ciclo de las mareas con eventos de Bond de aumento del hielo a la deriva a través de una retirada periódica del hielo glaciar marino de las plataformas por marejadas inusualmente altas.

Esta conjetura podría apoyarse en los datos sobre el hielo a la deriva en la costa de Alaska obtenidos por Darby et al. (2012), aunque los autores parecen desconocer el trabajo de Berger. Darby y sus colegas evaluaron los patrones de deriva del hielo marino en el océano Ártico durante los últimos 8.000 años determinando geoquímicamente el origen de los granos de hierro arrastrados por el hielo en un núcleo de sedimento frente a la costa de Alaska. Identificaron pulsos de sedimentos transportados por el hielo marino desde el mar de Kara, que muestran una periodicidad de 1500 años (Darby et al. 2012; Fig. 7.7). La periodicidad es coherente y está en fase con la periodicidad D-O (Fig. 7.7a) apoyando la misma causalidad. Además, el análisis espectral de los datos muestra no sólo el pico de 1500 años, sino también los dos armónicos inferiores (Fig. 7.7b). Esta naturaleza compuesta del ciclo de 1500 años también concuerda bien con la hipótesis de las mareas.

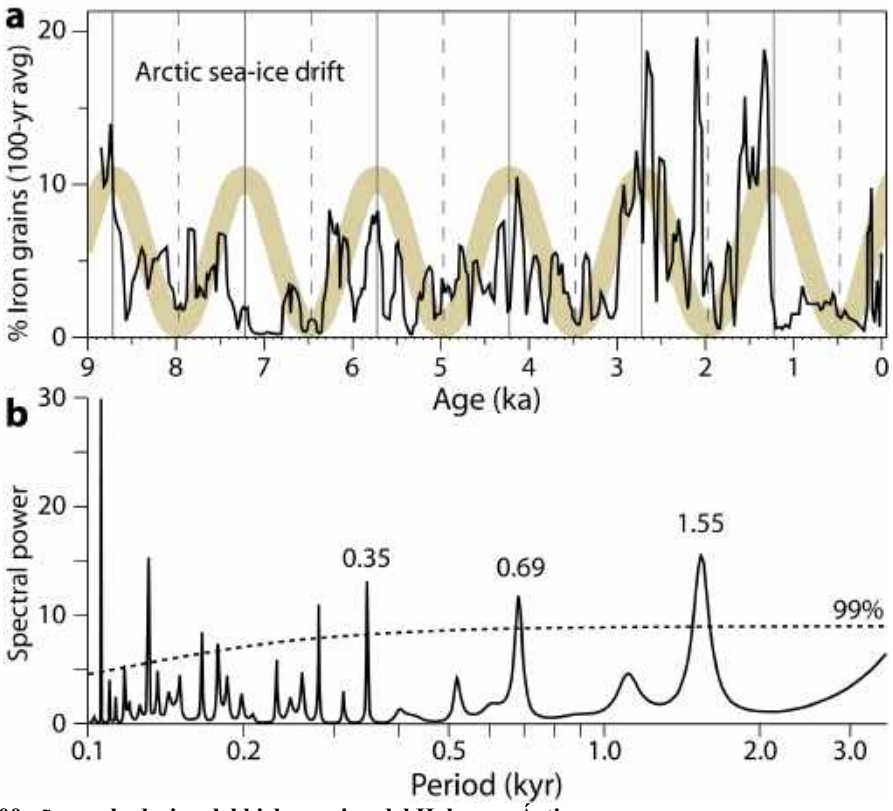


Fig. 7.7 El ciclo de 1500 años en la deriva del hielo marino del Holoceno Ártico
a) Media de 100 años del porcentaje ponderado de granos de hierro del Mar de Kara en el núcleo JPC16. Los granos de hierro se originaron en el mar de Kara y se depositaron en la costa de Alaska por la deriva del hielo marino. La periodicidad D-O se indica con líneas grises continuas. Las líneas grises discontinuas representan el armónico de 750 años de la periodicidad D-O. Según Darby et al. (2012). Curva sinusoidal gruesa: Periodicidad de 1500 años**. b)** Análisis de series temporales de los granos de hierro, por el método de máxima entropía. La curva discontinua es el límite de confianza de 0,99 para el registro. En el conjunto de datos de Kara aparece un ciclo prominente de 1,5 kyr y sus armónicos.

7.8 Acabar con la confusión sobre el ciclo de 1500 años

Por razones históricas, el ciclo de 1500 años del Holoceno ha estado envuelto en la confusión desde que se propuso por primera vez. Los numerosos investigadores que lo estudian ya han aportado las pruebas necesarias para aclarar su cronología, causas y efectos. Pero antes es necesario separar las manifestaciones de este ciclo de las procedentes de otras oscilaciones dentro del abundante ruido resultante de la variabilidad climática. En este capítulo sólo se ha tratado el ciclo de 1500 años que se relaciona con la periodicidad de marea de 3000 años presente en el ciclo D-O (véase el Cap. 3). Pero el ciclo D-O también presenta una periodicidad de marea de 4800 años, y en el Cap. 3 se demostró que ambas periodicidades se relacionan a través del ciclo de marea lunisolar de 1800 años. Es probable que este otro ciclo, estudiado por Keeling & Whorf (2000), esté presente también durante el Holoceno y se han descrito proxies que muestran esa periodicidad (Fletcher et al. 2013; Di Rita et al. 2018).

Dado que el ciclo glacial D-O (Fig. 7.1) y el ciclo holoceno de 1500 años muestran coherencia de fase y manifestaciones similares (alteración de la estratificación del agua subsuperficial en la haloclina, intensificación de la circulación atmosférica

polar y aumento del hielo a la deriva en el Ártico), cabe suponer que representan diferentes estados del mismo ciclo, debido a las condiciones climáticas muy diferentes en esos dos periodos. En las últimas décadas, el ciclo D-O ha sido cada vez más cuestionado (Ditlevsen et al. 2007; Obrochta et al. 2012). La periodicidad D-O inicialmente descrita de 1470 años basada en la escala de tiempo original GISP2 desaparece cuando se utiliza el modelo de edad más reciente GICC05 (ver Fig. 3.8b). Sin embargo, se refuerza la periodicidad de 3000 años, de la que la de 1500 años parece ser un armónico. Una periodicidad de 1470 años no se ajusta a las pruebas presentadas aquí, ya que a lo largo del Holoceno la deriva acumulada sería de 240 años, que es mayor de lo que se observa en los datos indirectos presentados. A la hora de discutir la causa del ciclo de 1500 años debemos tener en cuenta la naturaleza y distribución de los proxies que lo muestran. Estos proxies están repartidos por todo el mundo (Fig. 7.8), lo que hace muy difícil argumentar que el ciclo pueda estar causado por la variabilidad interna o por corrientes oceánicas específicas.

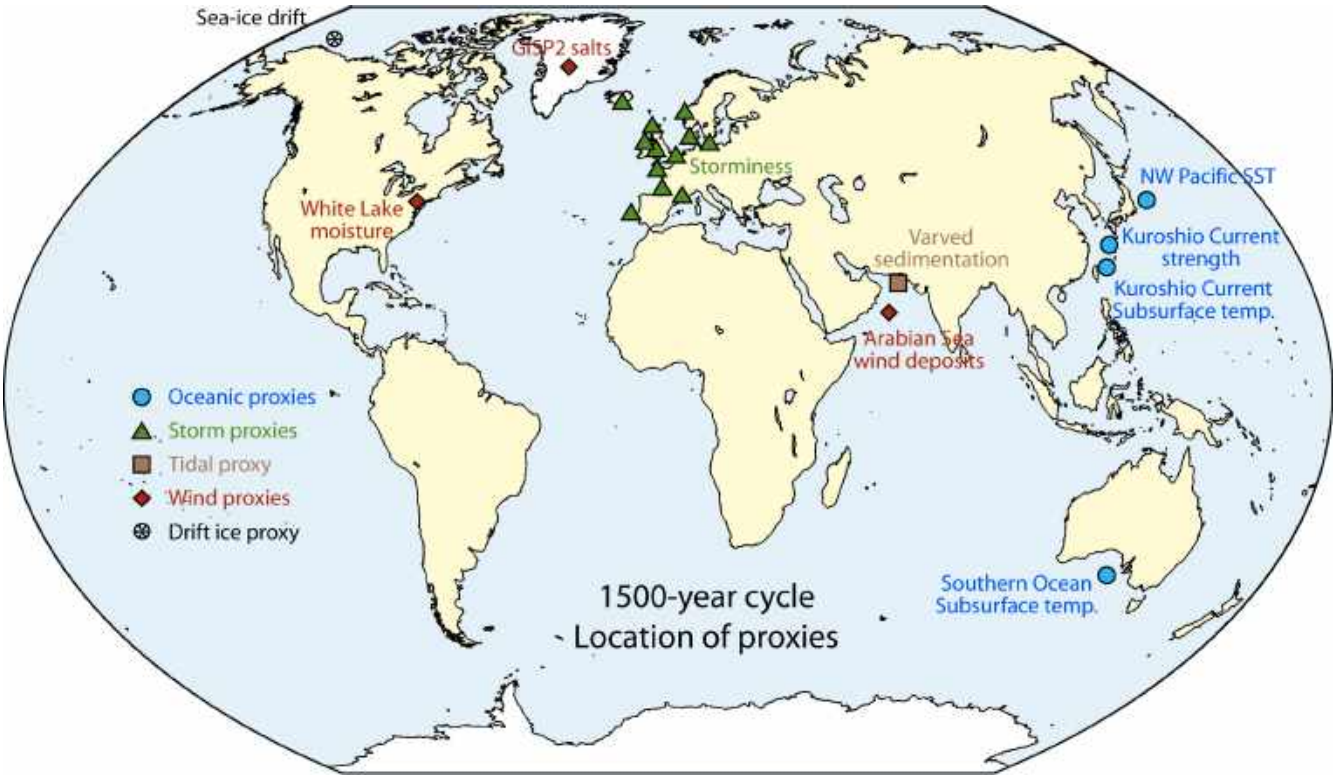


Fig. 7.8 Distribución mundial de proxies que muestran el ciclo de 1500 años
Evidencia de proxies que reflejan manifestaciones oceánicas (círculos), eólicas (rombos), de tormentas (triángulos), de mareas (cuadrados) y de hielo a la deriva (asterisco rodeado). En las figuras 7.2 a 7.7 se dan las referencias de estos indicadores.

Cualquier hipótesis sobre este ciclo debe explicar el momento exacto y la sincronía global de estos acontecimientos. Los autores de los estudios sobre los proxies del Pacífico noroccidental han propuesto teleconexiones que unen el Giro del Pacífico Norte con el Atlántico Norte a través de los vientos del oeste, pero esta explicación se queda corta, ya que para ello se necesitan también teleconexiones con el Océano Austral. Como no hay vientos troposféricos interhemisféricos, y las corrientes tendrían un retraso de décadas a siglos, esto parece inverosímil. La única explicación coherente es un marcapaso externo. Este marcapaso no puede ser el sol por múltiples razones. No existe un ciclo solar de 1500 años; el efecto sobre las aguas subsuperficiales se produce en la haloclina, a 50-100 m de profundidad, e incluso por debajo del hielo marino durante el periodo glaciar. Estas características son difíciles de explicar con una causa solar. Además, el ciclo puede provocar un enfriamiento o un calentamiento según el lugar y las condiciones.

La hipótesis de la marea lunisolar, sin embargo, puede explicar un efecto sincrónico global y la variedad de manifestaciones, ya que potencia tanto las mareas atmosféricas como las oceánicas. A diferencia del ciclo solar, el ciclo de las mareas no conlleva una señal de temperatura, y los cambios de temperatura se determinan dentro del sistema climático en función de las condiciones. Además, la hipótesis de las mareas se construye sobre armónicos más cortos, y se han observado algunos de esos armónicos descritos por Berger y von Rad en 2002 (Figs. 7.3, 7.6 y 7.7; Mayewski et al. 1997; Darby et al. 2012). Uno de los problemas de la hipótesis de las mareas es que el ciclo se compone de una unidad básica de c. 375 años, mientras que la mayor parte de la potencia se muestra en el armónico de 1500 años. Berger & von Rad (2002), avanzaron una posible explicación:

."..estos máximos de marea [tienen que] producirse en la ventana estacional correcta. El [ciclo de 1500 años] tendría así un mecanismo plausible, es decir, un forzamiento lunar ligado a la estación".

Durante el ciclo glaciar esa estación sería el verano, cuando el hielo marino está al mínimo, mientras que durante el Holoceno la estación podría ser el invierno, cuando el efecto de enfriamiento sería máximo. Si esta explicación es correcta debería tener dos predicciones importantes. La primera es que en la transición del periodo glaciar al Holoceno, el cambio a la estación opuesta debería provocar un desplazamiento de fase de 180° en el ciclo. Esto es exactamente lo que encontramos en varios proxies (Fig. 7.2a, b & d; Fig. 7.4a; barras negras). Este cambio de fase de 180° en la mayoría de los proxies del ciclo de 1500 años es poco probable que sea una coincidencia. En los cuatro casos mostrados ocurre dentro de un periodo de 3750 años (entre 9500 y 5750 BP) que coincide con el Óptimo Climático del Holoceno. El cambio de fase manifestado por los proxies apoya un forzamiento estacional que no lleva ninguna señal de temperatura, lo que permite al ciclo adaptarse a las diferentes condiciones climáticas entre los periodos glaciares y los interglaciares. Otra consecuencia del cambio de fase es que afecta a la periodicidad del ciclo en los análisis de frecuencia. La periodicidad debe determinarse al margen del desplazamiento. Esto explica por qué la abundancia de REE en el núcleo 74KL del Mar Arábigo se registró en 1450 años y cuando se representa gráficamente muestra una periodicidad de 1500 años compatible con la periodicidad D-O (Fig. 7.4a). La otra predicción es que si el efecto del ciclo de 1500 años está ligado a la estación, debería ser opuesto en cada hemisferio, ya que las estaciones están invertidas. De nuevo, eso es lo que se encuentra, ya que el ciclo ligado a las temperaturas del agua subsuperficial está invertido entre el Océano Antártico y el Pacífico Noroccidental (comparar Fig. 7.2b & d).

Independientemente de su causa, al conocer su cronología, podemos analizar los efectos del ciclo de 1500 años durante el Holoceno. La reconstrucción del índice de circulación polar (Mayewski et al. 1997) sugiere que el ciclo está asociado en la región ártica con un mayor enfriamiento y condiciones más invernales. Sin embargo, los proxies del Atlántico Norte apoyan que el efecto de enfriamiento se atenuó durante el Óptimo Climático del Holoceno (Debret et al. 2007), un periodo en el que vemos que algunos de los proxies experimentan un cambio de fase de 180° . La comparación del ciclo de 1500 años con la serie de Bond de la actividad de arrastre de hielo en el Atlántico Norte confirma aún más la ausencia de efecto durante este periodo (Fig. 7.9, flecha hacia abajo). Es sólo durante el enfriamiento Neoglaciar de los últimos 6000 años cuando el ciclo es consistente con un aumento del hielo a la deriva (Fig. 7.9, flechas hacia arriba) responsable de dar al registro su aparente periodicidad de 1500 años, pero indicativo de que el ciclo de 1500 años es sólo una contribución al registro del hielo a la deriva, y no su motor principal.

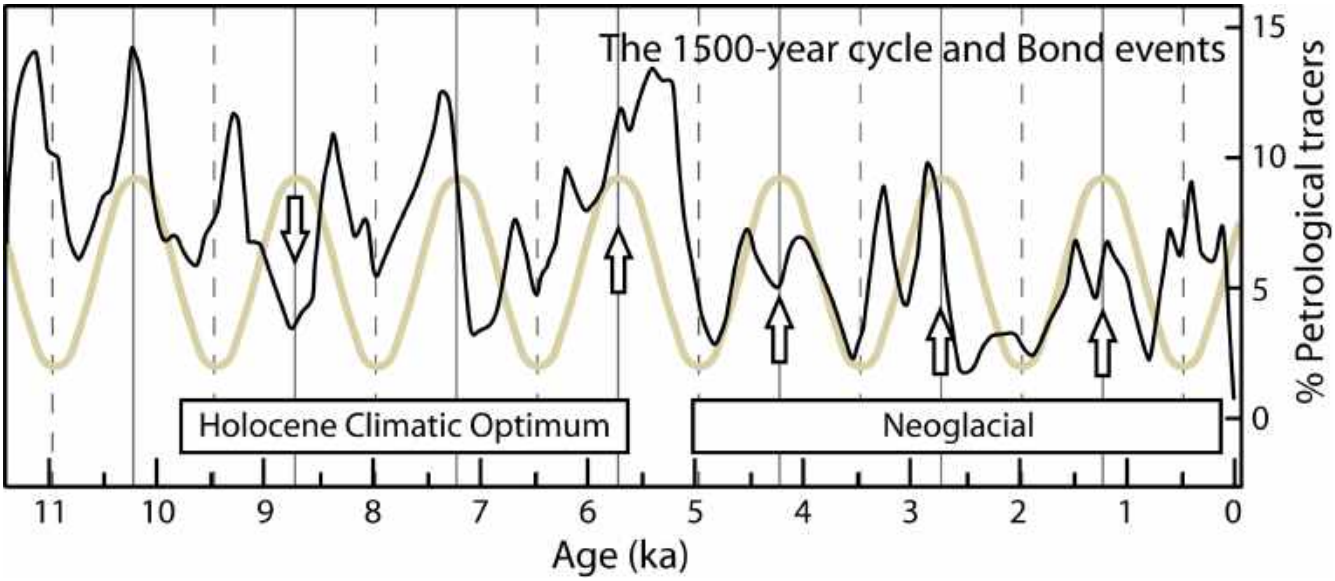


Fig. 7.9 El ciclo de 1500 años y los eventos Bond
Registro holoceno de la actividad de los icebergs del Atlántico Norte (curva negra) determinado por la presencia de trazadores petrológicos de hielo a la deriva. Según Bond et al. (2001). El ciclo de 1500 años está representado por líneas verticales grises que indican la periodicidad D-O (líneas continuas) o su armónico (línea discontinua), y por la periodicidad cíclica ajustada de 1500 años (curva sinusoidal). Una flecha hacia abajo marca la falta de correlación durante la primera mitad del Holoceno, mientras que las flechas hacia arriba sugieren algún efecto del ciclo de 1500 años en la actividad de los icebergs durante los últimos 6000 años.

Al contrario que en el caso del ciclo de 2500 años, una reconstrucción de la temperatura del Holoceno (ver Fig. 4.4) no muestra un efecto claro del ciclo de 1500 años sobre la temperatura global. Si la hipótesis de Berger, vinculada a las mareas y a las estaciones, es correcta, las temperaturas globales se verían menos afectadas por el ciclo que las temperaturas hemisféricas.

El ciclo climático de 1500 años es el ciclo milenario cuyo efecto máximo está previsto para el año 2180. ¿Qué deberíamos esperar razonablemente de tal ocurrencia cíclica? Si nuestro conocimiento del ciclo es correcto, deberíamos ver mareas más grandes y un aumento de las inundaciones por tormentas. Debería haber un aumento del hielo marino ártico y de la actividad

de los icebergs. También deberíamos ver un aumento de la circulación zonal del viento y los cambios asociados en las precipitaciones. La mayoría de los efectos podrían ser menores que en las fases anteriores del ciclo si la temperatura global se mantiene al nivel actual o aumenta en los próximos 150 años. Cualquier disminución de la temperatura de la superficie del hemisferio norte causada por el ciclo debería ser limitada, y la temperatura media global no debería reducirse mucho, probablemente no más de 0,2 ° C, como sugiere la desviación estándar en una reconstrucción global en la que no puede detectarse su efecto (Marcott et al. 2013). No obstante, será una oportunidad excepcional para estudiar el ciclo de 1500 años y establecer la realidad de los ciclos climáticos a nivel milenario, si se atribuye correctamente cualquier efecto observado.

7.9 Conclusiones

7a. El ciclo de 1500 años mostrado en los registros del Hemisferio Norte de la última glaciación también se observa en los registros del Holoceno de todo el mundo.

7b. El ciclo se muestra de forma más prominente en los registros de temperatura del agua subsuperficial oceánica, circulación atmosférica ártica, depósitos de viento, hielo a la deriva ártico y tormentas.

7c. Los indicios indican que el ciclo también muestra su potencia en el armónico de 750 años y podría haber sufrido un cambio de fase durante el Óptimo Climático del Holoceno.

7d. Actualmente, la hipótesis de las mareas lunisolares es la que mejor explica el calendario, las características y los efectos del ciclo. La hipótesis propone que el ciclo está ligado a las estaciones y, por tanto, tiene manifestaciones opuestas en cada hemisferio.

7e. La hipótesis de las mareas también explica la falta de señal de temperatura en el ciclo, un cambio de fase observado durante el Óptimo Climático del Holoceno, así como la aparente respuesta opuesta de un proxy del Hemisferio Sur.

7f. Aunque el ciclo de 1500 años está asociado a indicadores de enfriamiento en el Hemisferio Norte, su efecto sobre las temperaturas globales aún está por determinar.

7g. El próximo pico de efecto del ciclo de 1500 años se espera para dentro de unos 160 años, y proporcionará una rara oportunidad para clarificar sus causas y efectos.

8. CICLOS SOLARES CENTENARIOS A MILENARIOS

"Si el máximo prolongado de los siglos XII y XIIIy los mínimos prolongados de los siglos XVI y XVIIson extremos de un ciclo de cambio solar, el ciclo tiene un período completo de aproximadamente 1000 años. ... Estas coincidencias sugieren una posible relación entre la envolvente global de la curva de actividad solar y el clima terrestre en la que el ciclo solar de 11 años puede estar efectivamente filtrado o simplemente no estar relacionado con el problema."
John A. Eddy (1976)

8.1 Introducción

El estudio de los ciclos solares y su efecto climático se ve obstaculizado por un registro observacional muy corto (unos 400 años), una comprensión inadecuada de las causas físicas que podrían producir cambios centenarios a milenarios en la actividad solar, y un conocimiento inadecuado de cómo tales cambios producen su efecto climático. A pesar de esta falta de un marco teórico sólido, los paleoclimatólogos siguen publicando un artículo tras otro en los que informan de correlaciones entre las periodicidades de los indicadores indirectos solares y las periodicidades de los indicadores indirectos climáticos, y las pruebas observacionales son ahora tan abundantes que obvian la falta de una teoría o de un mecanismo bien definido.

El estudio de los efectos atmosféricos del ciclo solar de 11 años revela una reorganización troposférica caracterizada por cambios invernales en la circulación zonal del viento, el gradiente latitudinal de temperatura y el transporte de calor hacia los polos (Brugnara et al. 2013; Zhou & Tung 2013). Dado que los efectos son específicos de cada estación, se ven afectados por otros factores como El Niño/Oscilación del Sur y la circulación estratosférica, y revierten de una actividad solar baja a una alta en el transcurso de unos pocos años, la señal climática del ciclo de 11 años es débil, ascendiendo a 0,1-0,2 °C de cambio de temperatura en superficie a lo largo del ciclo (Tung & Camp 2008). Este pequeño efecto del ciclo de 11 años contrasta con el gran efecto climático de los ciclos solares largos revelado por las pruebas indirectas (véase el capítulo 5). La explicación obvia es que los cambios climáticos inducidos por el sol pueden ser acumulativos cuando la actividad solar se ve afectada durante mucho tiempo. En consonancia con esta posibilidad, se ha observado un efecto acumulativo multidecenal retardado en la respuesta de la temperatura de Groenlandia al forzamiento solar (Kobashi et al. 2015).

Si el efecto climático de los ciclos solares centenarios a milenarios es el resultado de los efectos acumulativos de la actividad solar persistentemente afectada, el efecto debe presentar un sesgo hacia ser más intenso durante los períodos de actividad solar persistentemente baja. La razón es que la alta actividad solar siempre se ve interrumpida cada 5-6 años por un mínimo solar, mientras que la baja actividad solar durante los grandes mínimos solares (SGM) puede ser ininterrumpida durante décadas. Este razonamiento es coherente con el enorme efecto climático observado durante los mínimos de los ciclos solares milenarios y multimilenarios (véase el capítulo 5), ejemplificado en la Pequeña Edad de Hielo (LIA). En cambio, los ciclos solares centenarios y multicentenarios muestran un efecto climático mucho menor cuando sus mínimos tienen lugar a siglos de distancia de los mínimos milenarios, como en el presente.

Los ciclos solares son oscilaciones no estacionarias y casi periódicas de la actividad solar que muestran una gran variabilidad en su periodo y amplitud. El ciclo solar de 11 años desde 1750 ha comprendido oscilaciones de 9 a 13,6 años de duración, y de 80 a 280 manchas solares máximas mensuales suavizadas en amplitud (número internacional de manchas solares WDC-SILSO). Este ciclo llegó a desaparecer por completo durante el Mínimo de Maunder, cuando podía transcurrir más de una década entre observaciones de una sola mancha solar (Eddy 1976). Se pueden observar propiedades similares en los ciclos solares largos, que pueden presentar oscilaciones irregulares tanto en longitud como en amplitud, hasta el punto de tener oscilaciones desaparecidas. El ciclo podría desaparecer durante un tiempo antes de volver con la misma cuasi-periodicidad que el ciclo de 11 años durante el Mínimo de Maunder. Tales propiedades no pueden explicarse actualmente, ya que ignoramos el origen del comportamiento cíclico del sol, pero como se aceptan como propiedades del ciclo de 11 años, también deberían aceptarse como propiedades de los ciclos solares largos, en lugar de utilizarse para refutar su existencia.

8.2 El ciclo solar milenario de Eddy

El análisis de frecuencia de las reconstrucciones de actividad solar del Holoceno muestra un pico en c. 1000 años que muestra modulación por el ciclo de 2500 años (Usoskin 2013; ver Fig. 5.9b & c). El análisis Wavelet muestra que la periodicidad de c. 1000 años tiene una fuerte señal entre 11.500 y 4.500 años BP, y entre 2.500 y la actualidad, pero una señal mucho menor entre 4.500 y 2.500 años BP (Ma 2007; Fig. 8.1 área gris). Este periodo de dos milenios muestra una interrupción de la SGM que puede identificarse como perteneciente al ciclo Eddy (Fig. 8.1a). El periodo medio del ciclo de c. 1000 años puede calcularse desde la SGM a 11.115 años AP hasta la de 1.265 años AP (fechas de Usoskin et al. 2016) para diez periodos a 985 años, un lapso en muy buen acuerdo con los 970 años calculados a partir del análisis de frecuencias, y los 983,4 años calculados a partir de los ciclos astronómicos (Scafetta 2012).

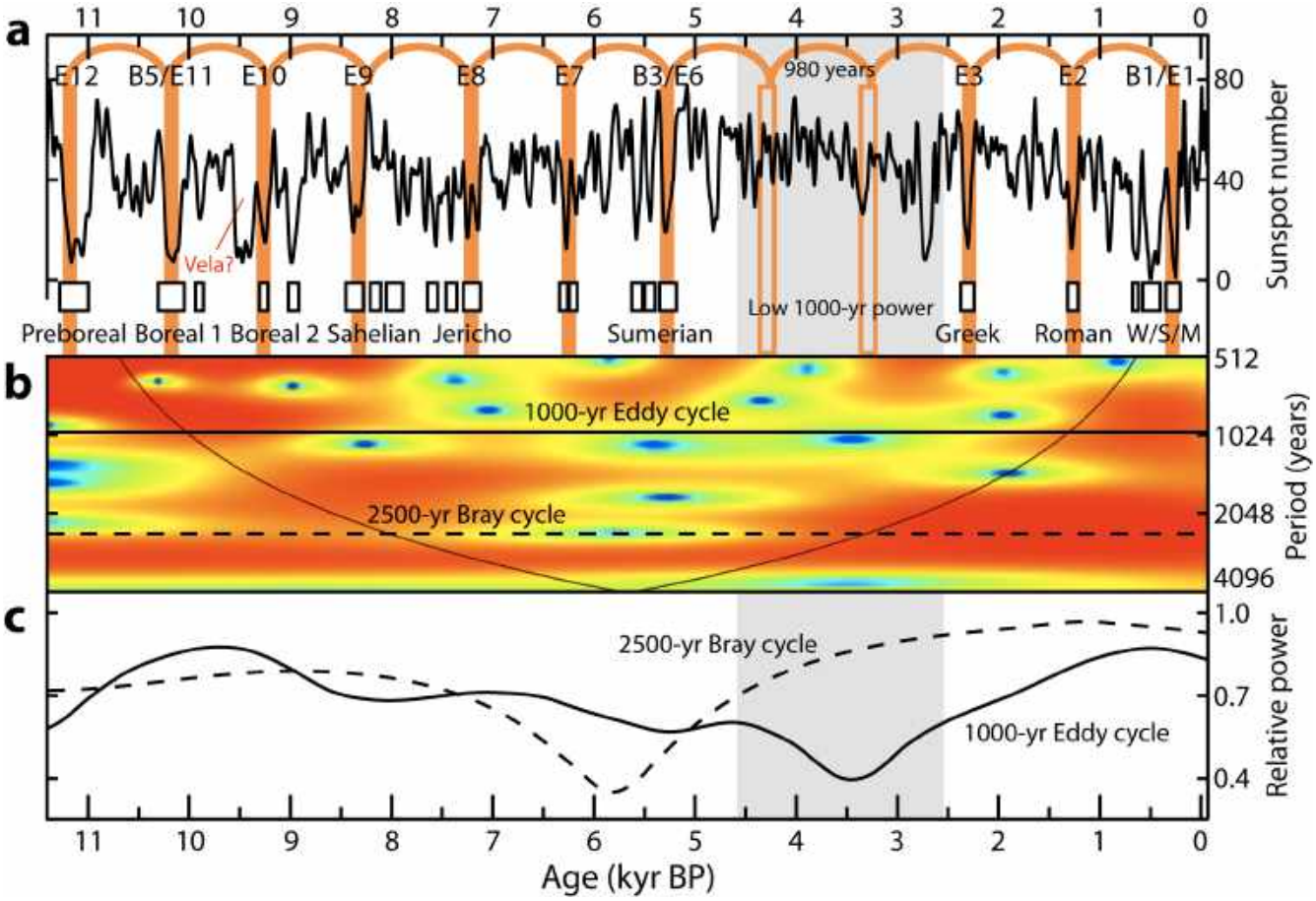


Fig. 8.1 El ciclo Eddy de 1000 años en las reconstrucciones de la actividad solar
a) Reconstrucción del número de manchas solares, según Solanki et al. (2004) hasta 8700 BP y según Wu et al. (2018) a partir de 8700 BP. Se propone que el enorme aumento de rayos cósmicos de 9500 BP sin el correspondiente efecto climático se debe a una fuente galáctica, tal vez la supernova Vela. Una periodicidad regularmente espaciada de 980 años se muestra como arcos arriba. Los mínimos de Eddy que corresponden a esta periodicidad (barras naranjas) están numerados desde el más reciente. Los grandes mínimos solares que corresponden a estos mínimos se indican con recuadros con sus nombres. W/S/M corresponden a los mínimos de Wolf, Spörer y Maunder**. b)** Análisis Wavelet de la reconstrucción del número de manchas solares, con la periodicidad de Eddy indicada por una línea continua, y la periodicidad de Bray por una línea discontinua. **c)** Potencia Wavelet a lo largo del transecto de 1000 años (periodicidad de Eddy, línea continua), y el transecto de 2500 años (periodicidad de Bray, línea discontinua). La naturaleza no estacionaria de los ciclos solares hace que a veces desaparezcan. Las barras vacías marcan los mínimos desaparecidos en el ciclo Eddy de 1000 años durante el periodo de 4500-2500 años de baja potencia de frecuencia de 1000 años indicado por el área gris claro.

El ciclo solar de 1000 años, a pesar de su periodo más corto y su amplitud variable en comparación con el ciclo solar de Bray, parece haber dominado la variabilidad climática del Holoceno entre 11.500 y 4.500 años BP. Varios autores han observado este predominio del forzamiento solar durante el Holoceno temprano (véase Fig. 4.9; Debret et al. 2007; Simonneau et al. 2014). La serie Bond del registro de hielo a la deriva del Atlántico Norte refleja una clara periodicidad de c. 1000 años durante los primeros 6.500 años del Holoceno que se correlaciona con el ciclo solar Eddy de 1000 años (Fig. 8.2; Debret et al. 2007).

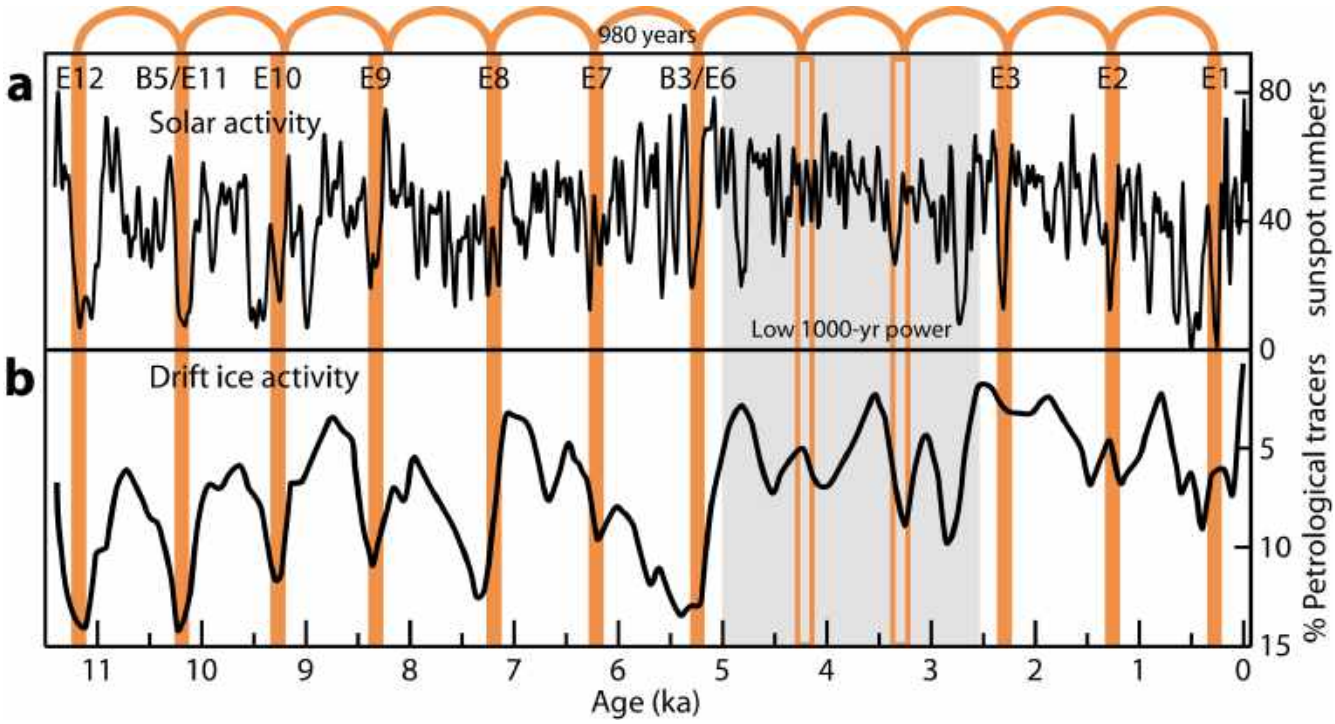


Fig. 8.2 Correspondencia del ciclo Eddy de 1000 años con los eventos de Bond
a) Reconstrucción de la actividad solar (número de manchas solares), según Solanki et al. (2004) y Wu et al. (2018). Una periodicidad regularmente espaciada de 980 años se muestra como arcos arriba. Los mínimos de Eddy que corresponden a la periodicidad solar de 1000 años (barras verticales) están numerados desde el más reciente. El área gris claro representa el periodo en el que la frecuencia de Eddy presenta una potencia baja en el análisis de frecuencia de la actividad solar, coincidente con los mínimos de Eddy que no se corresponden con una actividad solar baja (barras vacías). **b)** Registro holoceno de la actividad de los icebergs del Atlántico Norte determinado por la presencia de trazadores petrológicos de hielo a la deriva. Según Bond et al. (2001). La correspondencia es alta excepto en el periodo en el que el ciclo Eddy muestra una potencia baja.

La periodicidad de 1000 años muestra una baja potencia en el análisis wavelet de la actividad solar durante dos milenios (Figs. 8.1 & 8.3; Ma 2007). Cuando la amplitud de la señal solar de 1000 años a lo largo del tiempo se ajusta por su potencia wavelet (Fig. 8.3), una alta correlación entre la actividad de los icebergs del Atlántico Norte y el ciclo solar Eddy de 1000 años corresponde a los periodos en los que la señal solar de 1000 años es alta, mientras que la correlación es baja en periodos de señal solar débil de 1000 años. La fuerte relación entre los eventos climáticos de Bond y la actividad solar ha sido reconocida por múltiples autores, empezando por el propio Gerard Bond (Bond et al. 2001). El inusualmente largo Periodo Cálido Romano (2500-1600 BP; Wang et al. 2012) coincidió con la parte final de este intervalo de baja actividad del ciclo solar Eddy, mientras que los periodos cálidos y fríos conocidos han seguido fielmente el ciclo solar Eddy de 1000 años fortalecido desde entonces (Fig. 8.3). Si miramos desde el presente, el ciclo de 1000 años se rompe en el Periodo Cálido Romano porque es cuando el ciclo empezó a manifestarse de nuevo, y hay que ir antes de 4500 BP para ver la continuación del ciclo conservando su fase.

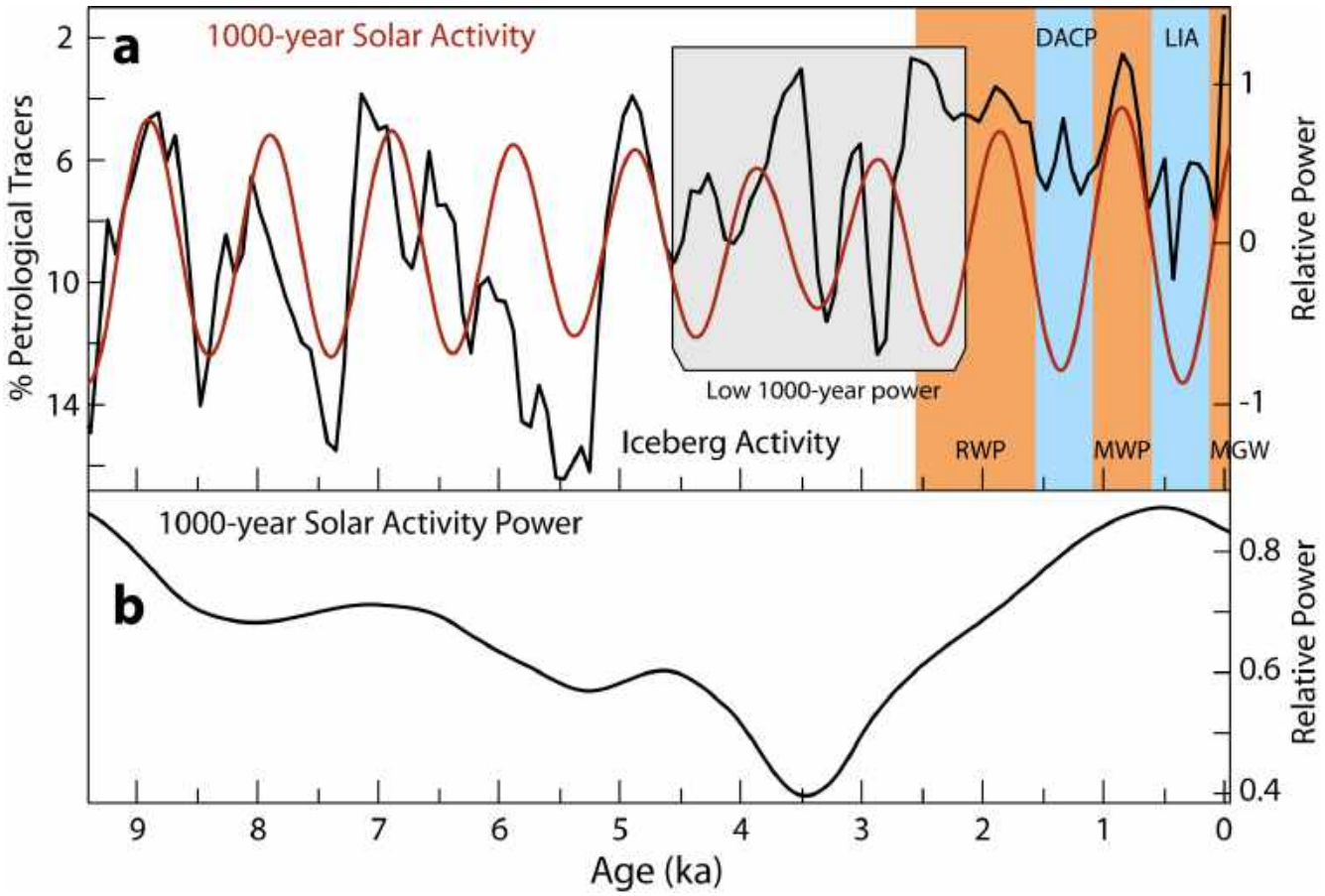


Fig. 8.3 La actividad de los icebergs del Atlántico Norte y el ciclo solar Eddy
a) Curva negra, actividad inferida de los icebergs en el Atlántico Norte (invertida) a partir de trazadores petrológicos. Según Bond et al. (2001). Curva sinusoidal roja, sinusoide de un periodo de 1000 años que representa la actividad solar para esa periodicidad, cuya amplitud refleja la potencia relativa de esa frecuencia en un análisis wavelet de la actividad solar. El recuadro gris claro marca el periodo de baja potencia de la frecuencia de 1000 años. Se indican los tres últimos periodos cálidos (barras naranjas) y 2 periodos fríos (barras azules). RWP, Periodo Cálido Romano. DACP, Periodo Frío de la Edad Oscura. MWP, Periodo Cálido Medieval. LIA, Pequeña Edad de Hielo. MGW, Calentamiento Global Moderno. **b)** Potencia relativa en el transecto de frecuencia de 1000 años de un análisis de ondículas de actividad solar. Reconstrucción de manchas solares según Usoskin et al. (2004) y Wu et al. (2018). La concordancia entre el ciclo solar de 1000 años y las oscilaciones climáticas es exclusiva de los periodos en los que la señal solar de 1000 años muestra una alta potencia.

El ciclo solar de 1000 años fue denominado ciclo Eddy por Abreu et al. (2010), y sus mínimos han sido numerados aquí, a partir de los más recientes, como E1, E2, ... (Fig. 8.1). El efecto climático del ciclo Eddy debería manifestarse en los dos periodos en los que la actividad solar se vio más afectada por esta periodicidad milenaria. En el periodo más reciente, observamos una separación milenaria entre periodos cálidos: Calentamiento Global Moderno (actual), Periodo Cálido Medieval (c. 1100 d.C.), Periodo Cálido Romano (c. 100 d.C.); y entre periodos fríos: LIA (c. 1650 d.C.; E1), y Periodo Frío de la Edad Oscura (c. 650 d.C.; E2). Durante el Holoceno temprano, los mínimos del ciclo Eddy coinciden con episodios destacados de cambio climático que definen una clara periodicidad milenaria (Fig. 8.4; Marchitto et al. 2010). E12 (11.250 BP) coincide con una fase particularmente húmeda en el noroeste y centro de Europa hacia el final de la oscilación Preboreal (van der Plicht et al. 2004; Magny et al. 2007). E11 (10.300 BP) coincidió con el primer evento frío y húmedo de la fase Boreal (Björck et al. 2001; Magny et al. 2004), mientras que E10 (9.300 BP) coincide con el segundo evento Boreal (Rasmussen et al. 2007; Magny et al. 2004). E9 (8.300 BP) coincidió con el brote del lago Agassiz, y los investigadores están intentando diferenciar la contribución climática relativa al evento de 8,2 kyr del mínimo solar y del brote del lago proglacial (Rohling & Pälike 2005; véase la sección 6.4). E8 (7.300 BP) coincide con la última fase fría y húmeda del sexto milenio a.C. (Berger et al. 2016). E7 (6.300 BP) está menos establecido en la literatura, aunque claramente identificado como un evento seco en los espeleotemas de las cuevas de Omán (Fleitmann et al. 2007). E6 (5.200 BP) ha sido bien descrito en todo el mundo como un evento frío abrupto (ver Fig. 4.13; Thompson et al. 2006).

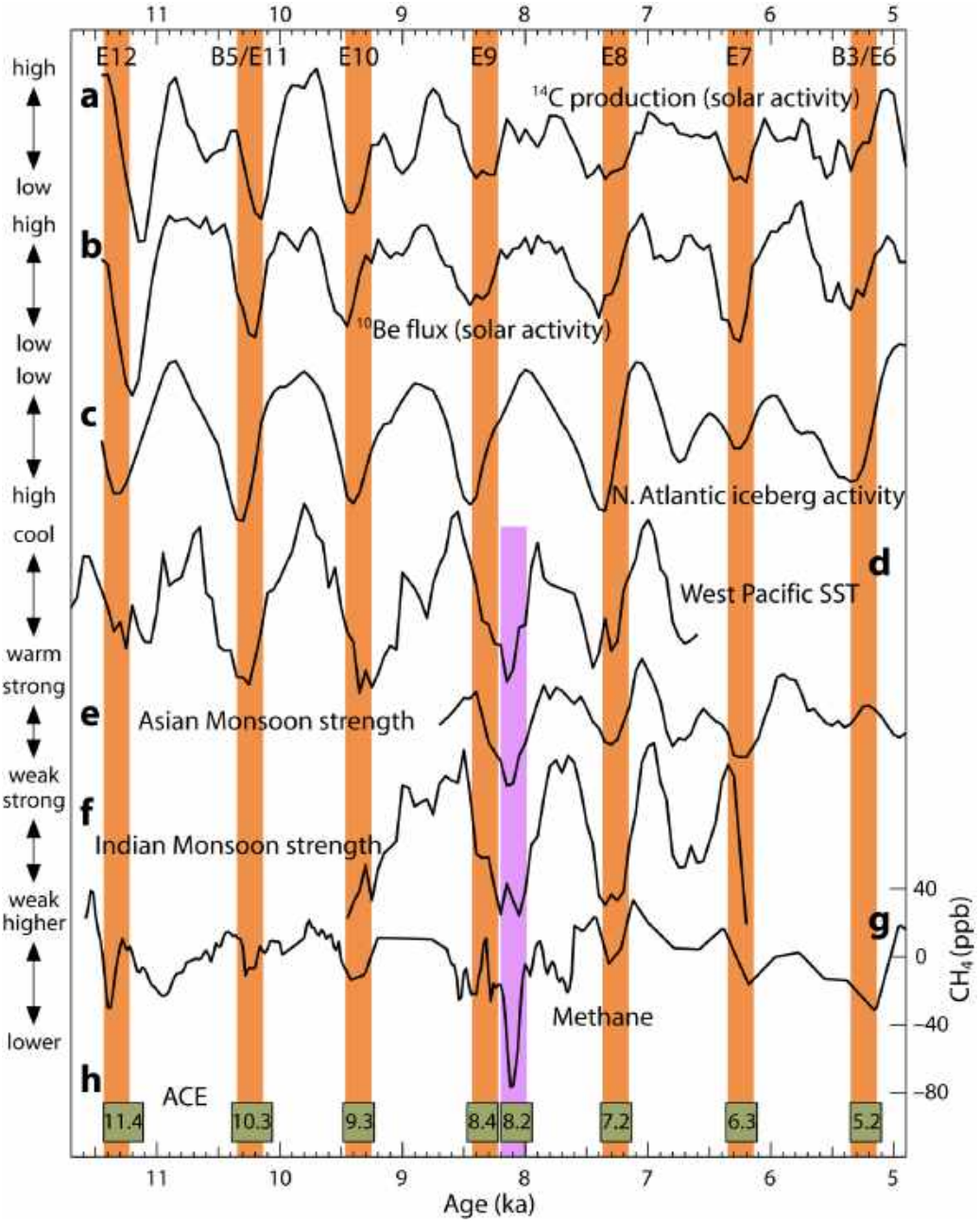


Fig. 8.4 Periodicidad milenaria del cambio climático
a-f) Registros proxy climáticos y solares, abarcando el Holoceno temprano, 250 años suavizados y 1800 años filtrados de paso alto. Datos de Marchitto et al. (2010). Los registros son: **a)** Tasa de producción de ^{14}C derivada de los anillos de los árboles invertidos (sustituto de la actividad solar). **b)** Flujo de ^{10}Be invertido del núcleo de hielo (sustituto de la actividad solar). **c)** Pila invertida del Atlántico Norte de trazadores petrológicos IRD (sustituto de la actividad de los icebergs del Atlántico Norte). **d**) Mg/Ca de *G. bulloides* de la cuenca de Soledad (proxy de la temperatura de la superficie del mar). **e)** Estalagmita δ^{18}O invertida de la cueva de Dongge (sur de China) (proxy del monzón asiático). **f)** Estalagmita invertida de la cueva Hoti (Omán) δ^{18}O (proxy del monzón indio). **g)** Registro de metano de Groenlandia con tendencia descendente construido combinando un registro de 180-7620 BP y 8680-9500 BP de GRIP según Blunier et al. (1995), un registro de 7640-8660 BP de GISP2 según Kobashi et al. (2007), y un registro de 9520-11580 BP de NEEM según Chappellaz et al. (2013). El registro es un proxy sensible de los cambios en los patrones de precipitación global. **h)** Eventos climáticos abruptos (ACE; recuadros) pertenecientes al ciclo climático de 1000 años, marcados con barras verticales naranjas, y el evento de 8,2 años con una barra rosa.

La identificación de los mínimos del ciclo Eddy, así como de los mínimos del ciclo Bray, permite examinar la distribución de la SGM en función de los dos ciclos solares principales del Holoceno. Usoskin (2017) ofrece una lista conservadora de 25 SGM que fueron identificadas en estudios previos por diferentes investigadores para los últimos 11.500 años. Se enumeran en la tabla 8.1. Hay una coincidencia notable. Dado que el ciclo Eddy está tan cerca de los mil años, todos los mínimos del ciclo tienen lugar en c. X.300 años BP, siendo X cada milenio del Holoceno. Podemos observar en la lista de SGM que 15 de

ellas tienen lugar en c. X,300 ±80 yr BP (tabla 8.1; Usoskin 2017). Esas SGM se asignan al ciclo Eddy dada la buena coincidencia temporal (Fig. 8.5). A continuación, tenemos 9 SGM que coinciden con los mínimos del ciclo de Bray de 2.500 años, y de hecho lo definen (Fig. 8.5). Las SGM de tipo Spörer pertenecen a la serie de Bray. Dos de estas SGM, a los 10.165 y 5.275 años BP, también coinciden con el ciclo Eddy, ya que ambos ciclos tienden a coincidir en fase cuando han pasado dos periodos Bray (4.950 años), y cinco periodos Eddy (4.900 años).

Date CE	Date BP	Name	Cycle	Ref.
1680	270	Maunder	E1	
1470	480	Spörer	B1	
1310	640	Wolf	B1	
1030	920	Oort		
690	1260	Roman	E2	1–3
–360	2310	Greek	E3	1–3
–750	2700	Homeric	B2	1–3
–1385	3335		E4	1–3
–2450	4400		E5	2, 3
–2855	4805	Noachian		1–3
–3325	5275	Sumerian cl.	B3/E6	1–3
–3495	5445	Sumerian cl.	B3	1–3
–3620	5570	Sumerian cl.	B3	1–3
–4220	6170		E7	1–3
–4315	6265		E7	1–3
–5195	7145	Jericho cl.	E8	2, 3
–5300	7250	Jericho cl.	E8	1–3
–5460	7410	Jericho cl.	B4	1–3
–5610	7560	Jericho cl.	B4	1–3
–6385	8335	Sahelian	E9	1–3
–7035	8985			1
–7305	9255	Boreal 2 cl.	E10	1
–7515	9465	Boreal 2 cl.	?	1
–8215	10165	Boreal 1	B5/E11	1
–9165	11115	Preboreal	E12	1

Tabla 8.1 Grandes mínimos solares del Holoceno
Lista conservadora con fechas aproximadas (en escalas CE y BP) de grandes mínimos solares (SGM) en la actividad solar reconstruida. El nombre se refiere en algunos casos a un grupo de SGM (cl.). El ciclo indica si el SGM muestra una coincidencia temporal con un mínimo del ciclo Bray (B), o Eddy (E). Referencias: SGM recogido en 1, Usoskin et al. (2007); 2, Inceoglu et al. (2015); 3, Usoskin et al. (2016). Después de Usoskin (2017). El signo de interrogación indica el mayor aumento de la producción de ^{14}C durante el Holoceno. En opinión del autor, no corresponde a un SGM porque no tiene un efecto climático correspondiente.

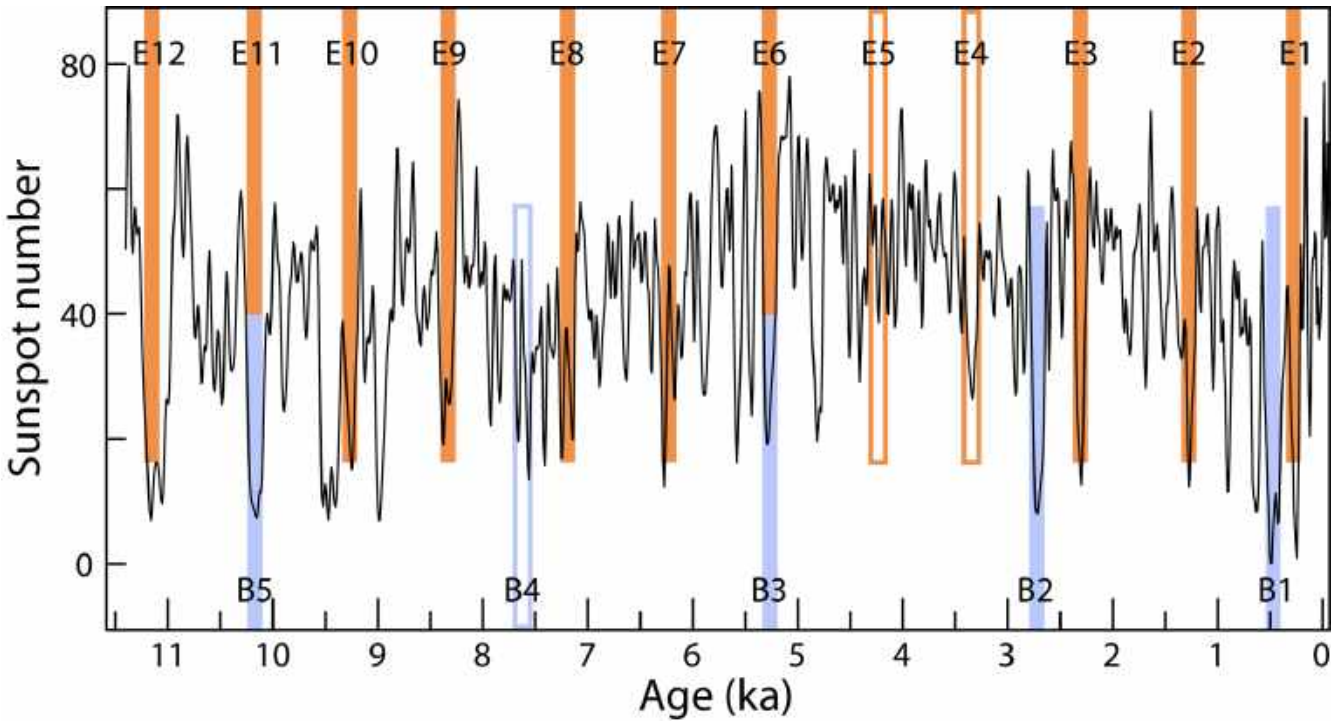


Fig. 8.5 Grandes mínimos solares del Holoceno
Reconstrucción de la actividad solar (número de manchas solares), según Solanki et al. (2004) y Wu et al. (2018). mostrando la disposición de los SGM asociados a los mínimos del ciclo Bray (barras azules) y Eddy (barras naranjas).

De las 25 SGM identificadas por Usoskin (2017) durante el Holoceno, solo tres no están situadas cerca de los mínimos de los ciclos Eddy o Bray. El Oort (920 BP), Noachian (4805 BP), y un SGM sin nombre en 8995 BP, que podría considerarse parte del clúster Boreal 2. Dado que el 88% de las SGM se producen durante una baja de Eddy o Bray, es poco probable que la próxima SGM tenga lugar antes del año 2600 d.C. aproximadamente, cuando se espera la próxima baja del ciclo de Eddy.

8.3 El ciclo solar de de Vries de 210 años

Como se ha descrito anteriormente (véase el apartado 5.8), el ciclo solar de de Vries está fuertemente modulado por el ciclo solar de Bray. Durante aproximadamente un milenio centrado en cada mínimo del ciclo de Bray, el ciclo de de Vries reduce la actividad solar cada c. 210 años, y cuando tiene lugar una agrupación de SGM, establece el espaciado medio entre ellas (véase la Fig. 5.14). Fuera de estas ventanas centradas en los mínimos del ciclo de Bray, la periodicidad de de Vries tiene una potencia muy baja en el análisis de ondículas, lo que indica que por sí sola tiene un efecto menor sobre la actividad solar (véase la Fig. 5.9). El efecto climático del ciclo de de Vries coincide con su firma solar (isótopos cosmogénicos).

Charles Sonett y Hans Suess (1984) propusieron que el ciclo de 210 años observado en los indicadores de actividad solar podría estar relacionado con los cambios de periodicidad de unos 200 años detectados en la anchura de los anillos de los árboles. Este hallazgo se ha confirmado para los anillos de los árboles, que reflejan cambios en la temperatura o las precipitaciones, en varias regiones del planeta. Anchukaitis et al. (2017) han construido un registro de temperatura multiproxy de anillos de árboles (54 series), en el hemisferio norte extratropical, en la estación cálida (MJJA), que abarca 1.200 años (750-1988 d. C.). El registro muestra una coherencia alta y estable y un desfase consistente con las estimaciones de irradiancia solar en escalas de tiempo bicentenarias (periodos de 194-222 años), la frecuencia del ciclo solar de Vries de c. 210 años (Fig. 8.6; Anchukaitis et al. 2017).

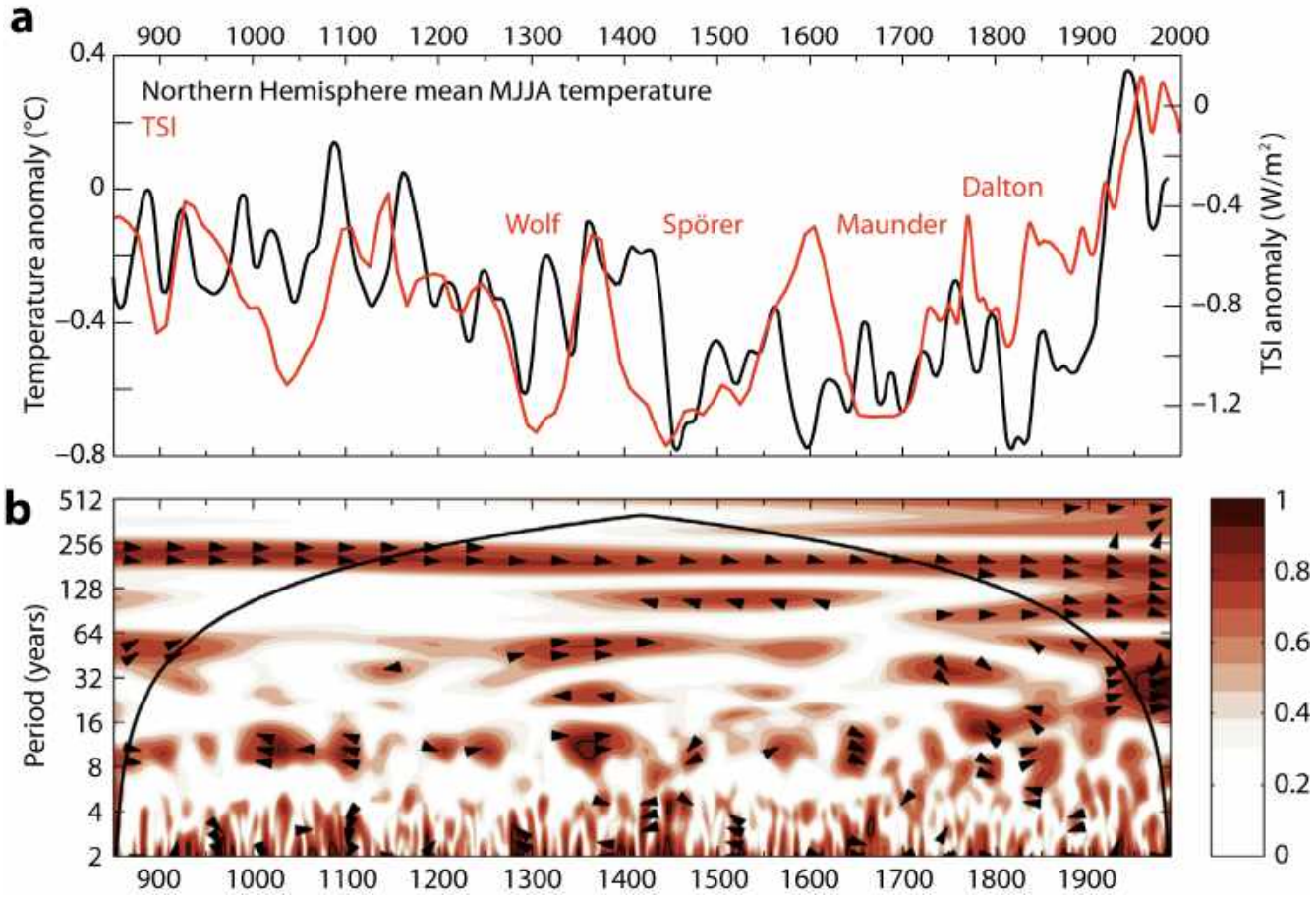


Fig. 8.6 Influencia solar bicentenaria en las temperaturas estivales del hemisferio norte a partir de anillos de árboles
a) Escala izquierda: Serie temporal de anomalías de temperatura media reconstruida del Hemisferio Norte de mayo-junio-julio-agosto (línea negra), suavizada con un filtro gaussiano de 30 años. Según Anchukaitis et al. (2017). Escala de la derecha: Reconstrucción de la irradiancia solar total (TSI) según Vieira et al. (2011), expresada como anomalía frente a la media de 1961-1990**. b)** Coherencia de ondículas entre la serie temporal de anomalías de temperatura media del Hemisferio Norte del MJJA y la variabilidad del forzamiento solar en (a). Según Anchukaitis et al. (2017). Las flechas indican la fase de la relación en la que la coherencia >0,65. Las señales en fase apuntan directamente a la derecha del gráfico. Se observa una coherencia continua en fase entre las temperaturas deducidas por los anillos de los árboles y la actividad solar en la periodicidad de de Vries.

La modulación del ciclo de Vries por el ciclo de Bray también es evidente en los datos climáticos. Breitenmoser et al. (2012) analizaron la periodicidad de c. 200 años durante los últimos dos milenios utilizando diecisiete cronologías arbóreas distribuidas casi por todo el mundo, y encontraron periodicidades significativas en la banda de frecuencia de 210 años, correspondiente al ciclo de de Vries de la actividad solar, lo que indica una contribución solar en las series de temperatura y precipitación. El resultado siguió siendo significativo tras la eliminación de la señal atribuida a los volcanes, y fue más prominente en los registros de Asia y Europa (Fig. 8.7; Breitenmoser et al. 2012). Cuando la variabilidad filtrada por paso de banda de 180-230 años se comparó con la de la variabilidad solar, destacando el ciclo de de Vries, se puede observar que a medida que la señal de de Vries aumenta después del año 800 d.C. aproximadamente debido a su modulación por el ciclo de Bray, las señales climáticas comienzan a sincronizarse con la señal solar y en algunos casos también aumentan su amplitud (Fig. 8.7). Esta sincronización significa que después del 800 d.C. la región geográfica está respondiendo al forzamiento solar, cambiando el clima de acuerdo con la periodicidad solar de 210 años.

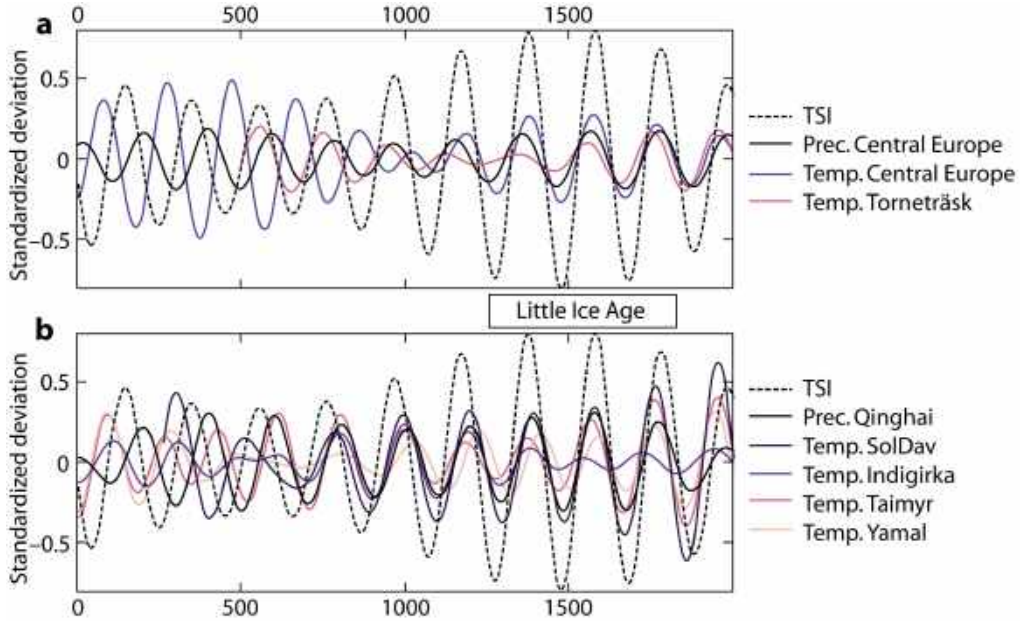


Fig. 8.7 Respuesta climática al ciclo solar de Vries en cronologías de anillos de árboles en los últimos 2000 años
Irradiancia solar total filtrada por paso de banda (línea de puntos) y series de datos climáticos derivados de anillos de árboles en el rango de periodos de 180-230 años para **a)** Europa, y **b)** Asia. La sincronización, y en algunos casos la amplitud, de la señal climática se correlaciona con la intensidad de la señal solar, lo que indica que la modulación del ciclo de de Vries por el ciclo de Bray se extiende a su efecto climático. Según Breitenmoser et al. 2012. Véase la fuente para más detalles sobre los proxies.

Las relaciones de fase entre las reconstrucciones climáticas hemisféricas y globales a partir de anillos de árboles y las series temporales de irradiancia solar indican un desfase de unos 10 años (rango, 5-20 años), en el que los cambios solares adelantan a las anomalías de temperatura, lo que concuerda tanto con los modelos climáticos como con otros estudios sobre variabilidad climática y solar (Eichler et al. 2009; Breitenmoser et al. 2012; Anchukaitis et al. 2017).

Otros estudios relacionan el ciclo de de Vries de 210 años con el cambio climático, incluidos los núcleos de hielo de Asia Central (Eichler et al. 2009), los espeleotemas asiáticos (Duan et al. 2014) y sudamericanos (Novello et al. 2016) que registran monzones, los núcleos de sedimentos lacustres mesoamericanos como indicadores de sequía (Hodell et al. 2001) y los glaciares alpinos (Nussbaumer et al. 2011). Así pues, el efecto climático del ciclo solar de De Vries está bien establecido.

8.4 El ciclo solar de 88 años de Gleissberg

A pesar de la popularidad del ciclo solar de Gleissberg en la literatura, el autor no ha podido identificar inequívocamente este ciclo como importante para los efectos solares-climáticos. Esto se debe en parte a que el ciclo de Gleissberg es cosas diferentes para diferentes investigadores.

Wolfgang Gleissberg (1944), que trabajaba en el observatorio de la Universidad de Estambul, describió un ciclo solar largo que sólo podía revelarse aplicando lo que él llamó un "suavizado secular" (un filtro trapezoidal 1-2-2-2-1) a una secuencia numérica formada por los valores máximos de manchas solares de los ciclos solares conocidos de 11 años. Según él, este procedimiento numérico reveló *"un ciclo largo que produce cambios sistemáticos de las características del ciclo de 11 años y que incluye siete ciclos de 11 años, o 77,7 años".* El ciclo así descrito no aparece en el registro de manchas solares, y no puede producirse a partir de él mediante un análisis de frecuencias.

Tal como se describió originalmente, el ciclo de Gleissberg es inaceptable para los estándares científicos modernos (el autor se atrevería a decir que inexistente), y debido a ello el término "ciclo de Gleissberg" significa cosas diferentes para distintos autores. Para algunos autores se trata de un pico de frecuencia de c. 88 años que aparece en el análisis de frecuencias del registro cosmogénico (McCracken et al. 2013b; Knudsen et al. 2011 información suplementaria). Otros investigadores han descubierto que aplicando el filtro trapezoidal de Gleissberg por separado a las fechas de los mínimos y máximos del ciclo solar a partir de los registros de manchas solares y luego fusionándolos, también se obtiene una periodicidad de c. 80 años en el dominio temporal (Peristykh & Damon 2003). Interpretan este resultado como una confirmación del ciclo, que regularía simultáneamente la amplitud y el periodo del ciclo de 11 años. Sin embargo, el mayor grupo de investigadores se limita a denominar ciclo de Gleissberg a cualquier periodicidad comprendida entre 50 y 150 años, dando a menudo este nombre simultáneamente a dos bandas diferentes. Joan Feynman, hermana del famoso físico, estudió el ciclo solar centenario bajo la bandera de conveniencia de Gleissberg (Feynman & Ruzmaikin 2014).

De interés para el análisis de los ciclos solares es solo la periodicidad de c. 88 años presente en los registros cosmogénicos que también podemos llamar ciclo de Gleissberg, aunque solo sea para evitar más confusiones. El problema es que el análisis

wavelet muestra que esta periodicidad solo era aparente entre 6.500 y 3.500 BP (información suplementaria de Knudsen et al. 2011). Esto explica por qué el ciclo no puede detectarse en el registro de manchas solares. No se puede determinar si se trata de un ciclo real sometido a una modulación muy larga, o de una pseudoperiodicidad temporal surgida de las interacciones desconocidas que generan la variabilidad solar a largo plazo. También es muy improbable que podamos determinar si desempeñó un papel significativo en el clima de la época. Como las pruebas indican que esta periodicidad no es relevante en la actualidad, no seguiremos considerándola.

8.5 Otras periodicidades solares

Está claro que los ciclos solares son pseudociclos o cuasiperiodicidades que muestran un nivel relativamente alto de variabilidad de periodo y amplitud. Algunos de los ciclos, como el de Bray de 2500 años y el de Eddy de 1000 años, aparecen en registros de varios millones de años de antigüedad (Kern et al. 2012). El ciclo de De Vries de 210 años se ha detectado en los núcleos de hielo durante al menos los últimos 50.000 años (Raspopov et al. 2008; Adolphi et al. 2014; véase la Fig. 5.11). Sin embargo, otras periodicidades, como el ciclo Gleissberg de 88 años, solo se han detectado durante unos pocos milenios.

El análisis de frecuencias de ^{14}C y ^{10}Be muestra otros picos claros en 52, 104, 130, 150, 350, 515 y 705 años (McCracken et al. 2013b). Algunos de ellos podrían ser armónicos de ciclos más largos. También se han propuesto ciclos solares de 6.000 y 9.500 años (Xapsos & Burke 2009; Sánchez-Sesma 2015). ¿Está el Sol sujeto a más de una docena de ciclos diferentes? ¿O algunos de ellos son simplemente artefactos y no ciclos de variabilidad solar? En lugar de asumir que cada pico en un análisis de frecuencias constituye una prueba suficiente de la existencia de un ciclo, este autor solo considera aquellos en los que existen abundantes pruebas en la literatura científica de que los ciclos solares coinciden con precisión con las pruebas climáticas. Se trata de los ciclos de Bray, Eddy y de Vries. También son interesantes las periodicidades reconocibles en el registro de manchas solares, los ciclos de Schwabe (11 años), Pentadecadal y Centenario (Feynman). Estos dos últimos podrían ser simplemente armónicos del ciclo de De Vries, pero como son observables actualmente, pueden ser útiles para interpretar el pasado, así como para proyectar la actividad solar futura.

No obstante, cabe señalar que los componentes armónicos múltiples en fenómenos astronómicos complejos son una realidad. Hasta la llegada de los ordenadores, las mareas se predecían mediante complejas máquinas " decerebro de latón". La primera de ellas fue construida por Lord Kelvin en 1873. Tras identificar los componentes armónicos espectrales de una larga serie de datos de mareas en un puerto específico, las máquinas que podían manejar hasta 40 constituyentes de mareas producían un año de predicciones de mareas para ese puerto en pocas horas (Parker 2011).

8.6 Los ciclos solares Feynman de 100 años y Pentadecadal de 50 años

En 1862 Rudolf Wolf, después de completar el primer registro continuo del número de manchas solares, *"concluyó a partir de las observaciones de manchas solares disponibles en ese momento que los máximos altos y bajos no se sucedían al azar: una sucesión de dos o tres máximos fuertes parecía alternarse con una sucesión de dos o tres máximos débiles"* (citado por Peristykh & Damon 2003). Esa observación llevó a sugerir la existencia de un ciclo largo, o variación secular, cuya duración se estimó entonces en 55 años. Así pues, el ciclo solar pentadecenal es la variación secular del Sol más antigua descubierta. Aunque el ciclo solar pentadecenal muestra una baja potencia y no es estadísticamente significativo en el registro de manchas solares, es muy prominente en el registro ^{10}Be del núcleo de hielo Dye 3 de un año de resolución para el periodo 1420-1992 d.C. (McCracken et al. 2013a; Fig. 8.8).

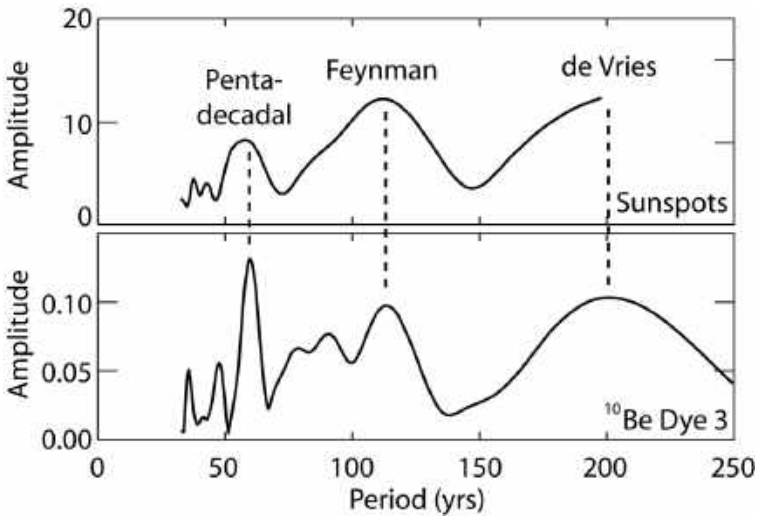


Fig. 8.8 Espectros de actividad solar durante los últimos siglos
Espectros de Fourier que muestran periodicidades superiores a 33 años de **a)** el número de manchas solares de 1610-2010 y **b)** los datos anuales ^{10}Be del núcleo de hielo Dye 3 para el intervalo 1420-1992. Se indican los nombres de las periodicidades principales. Según McCracken et al. (2013a)

El ciclo pentadecenal debería ser responsable de la disminución de la actividad solar en el ciclo solar 20 (SC20) entre 1965 y 1976. Esta periodicidad es interesante en la medida en que podría estar relacionada con la variabilidad pentadecenal descrita en la presión a nivel del mar y las temperaturas en el Pacífico Norte (Minobe 2000). Además de tener la misma duración, el cambio solar pentadecenal que tuvo lugar en SC20 fue seguido poco después por el conocido y estudiado cambio climático del Pacífico que tuvo lugar en 1976 (Miller et al. 1994). Para una hipótesis de su posible relación, véase la sección 11.7 (véase también la Fig. 11.14).

Joan Feynman estudió el ciclo solar centenario desde principios de la década de 1980 (Feynman 1982), hasta su fallecimiento en 2020, identificando sus propiedades y su periodicidad correcta. Siguiendo la larga tradición de bautizar los ciclos solares con el nombre de su descubridora, el ciclo solar centenario debería llevar su nombre, y aquí se hará referencia a él como ciclo Feynman. Este ciclo solar aparece como un pico de c. 104 años en el análisis de frecuencia de isótopos cosmogénicos, y como una disminución en el número máximo y mínimo de manchas solares a principios de cada siglo desde que existen observaciones telescópicas de manchas solares. A pesar de este precedente, la mayoría de los físicos solares esperaban que SC24 tuviera un nivel de actividad ligeramente inferior a SC23 y se vieron sorprendidos por la profundidad y duración del mínimo de 2008 y la consiguiente baja actividad de SC24. De las 54 predicciones de SC24 publicadas o enviadas al Panel de Predicción de SC24 en seis categorías generales, las predicciones de análisis espectral (Fig. 8.9a; Pesnell 2008) basadas en predicciones de Fourier, wavelet o autorregresivas, superaron a todas las demás categorías, prediciendo una actividad de SC24 por debajo de la media. En esta prueba real, el uso de periodicidades largas encontradas en los registros de actividad solar, para las que no tenemos explicación, obtuvo mejores resultados que los métodos basados en nuestra comprensión claramente inadecuada de la física solar. Una subcategoría basada en los campos polares produjo una predicción mejor, pero sólo puede predecir el próximo ciclo cuando está cerca del mínimo, mientras que los métodos espectrales pueden predecir varios ciclos con antelación.

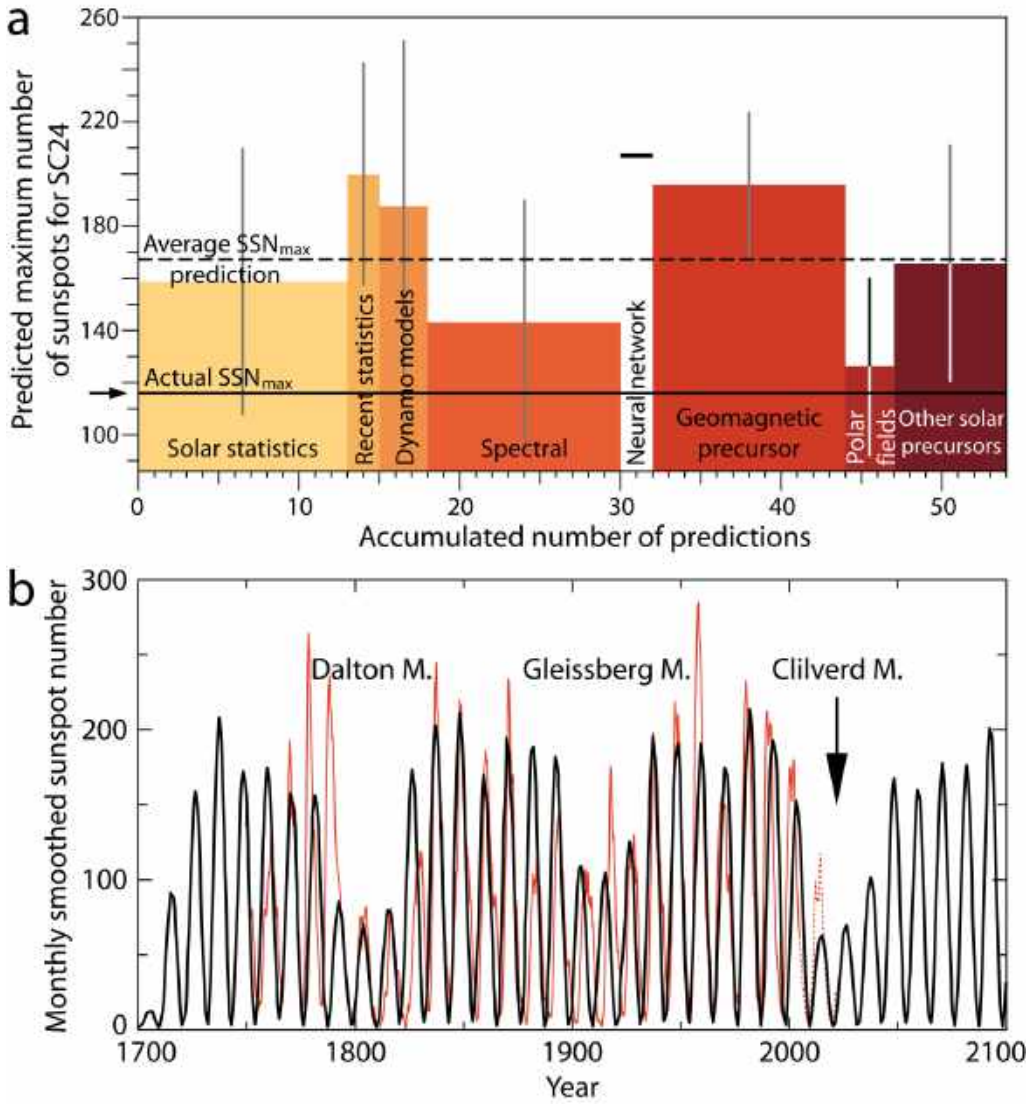


Fig. 8.9 Predicción del Ciclo Solar 24
El ciclo solar 24 corresponde a un mínimo en el ciclo solar de Feynman (100 años). **a)** 54 predicciones del ciclo 24 agrupadas por categoría o subcategoría según Pesnell (2008). La predicción media fue un 45% demasiado alta. **b)** Predicción del número medio de manchas solares mediante un modelo de modulación de baja frecuencia (curva negra gruesa) basado en el análisis de frecuencias a partir de los registros de manchas solares e isótopos cosmogénicos, comparado con el número medio de manchas solares desde 1750 (curva roja fina, punteada desde 2006). Según Clilverd et al. (2006). A pesar de un sesgo bajo, el modelo predijo por primera vez el actual mínimo centenario para los ciclos 24 y 25, que por tanto debería recibir el nombre de "mínimo de Clilverd". Los números de manchas solares de esta figura se han convertido del número original de manchas solares de Boulder al número internacional de manchas solares.

De las predicciones espectrales, la publicada (Clilverd et al. 2006) utilizó un modelo de modulación de baja frecuencia que tiene algunas insuficiencias claras, como incluir el ciclo de 88 años de Gleissberg que ya no es observable, asignar una amplitud extremadamente baja al ciclo de 210 años de De Vries, y no incluir la modulación por el ciclo de 2500 años de Bray que se ha discutido aquí. Sin embargo, al incluir la periodicidad de Feynman de 104 años, predijo una actividad muy baja para SC24 (Fig. 8.9b). De hecho, SC24 resultó ser el ciclo menos activo en 100 años. Con sus fallos corregidos, el modelo habría predicho con precisión ligeramente más actividad para SC24 que para SC14 (en 1904), en lugar de menos. Cabe destacar que el modelo también predijo en 2006 que SC25 volvería a ser un ciclo por debajo de la media de amplitud similar a SC24. El método del campo polar predijo lo mismo 10 años después (Hathaway & Upton 2016), y tras el mínimo solar de diciembre de 2019 el aumento de la actividad solar en el momento de escribir este artículo parece confirmarlo. Un nuevo mínimo solar prolongado, como el mínimo de Gleissberg de 1879-1914, está siendo establecido por el ciclo de Feynman, y debería durar al menos hasta alrededor de 2032. La predicción más temprana de este mínimo centenario prolongado es de Mark Clilverd et al. (2006), y debería llamarse el mínimo de Clilverd (Fig. 8.9b).

Feynman y Ruzmaikin (2014) mostraron que la periodicidad centenaria es observable en el Sol, en el viento solar, en la Tierra y en toda la Heliosfera. Está apoyada por el viento solar muy débil en la transición SC23-24, la más débil observada

en la era espacial. Los mínimos del ciclo de Feynman (mínimos extendidos) se caracterizan por un número muy bajo de manchas solares anuales (menos de 5, Fig. 8.10a, flechas negras y asteriscos), y un ligero aumento en la duración del ciclo de 11 años. El ciclo pentadecenal puede verse, de forma no estadísticamente significativa, en el análisis de manchas solares de Feynman & Ruzmaikin (2014) (Fig. 8.10 flechas rojas).

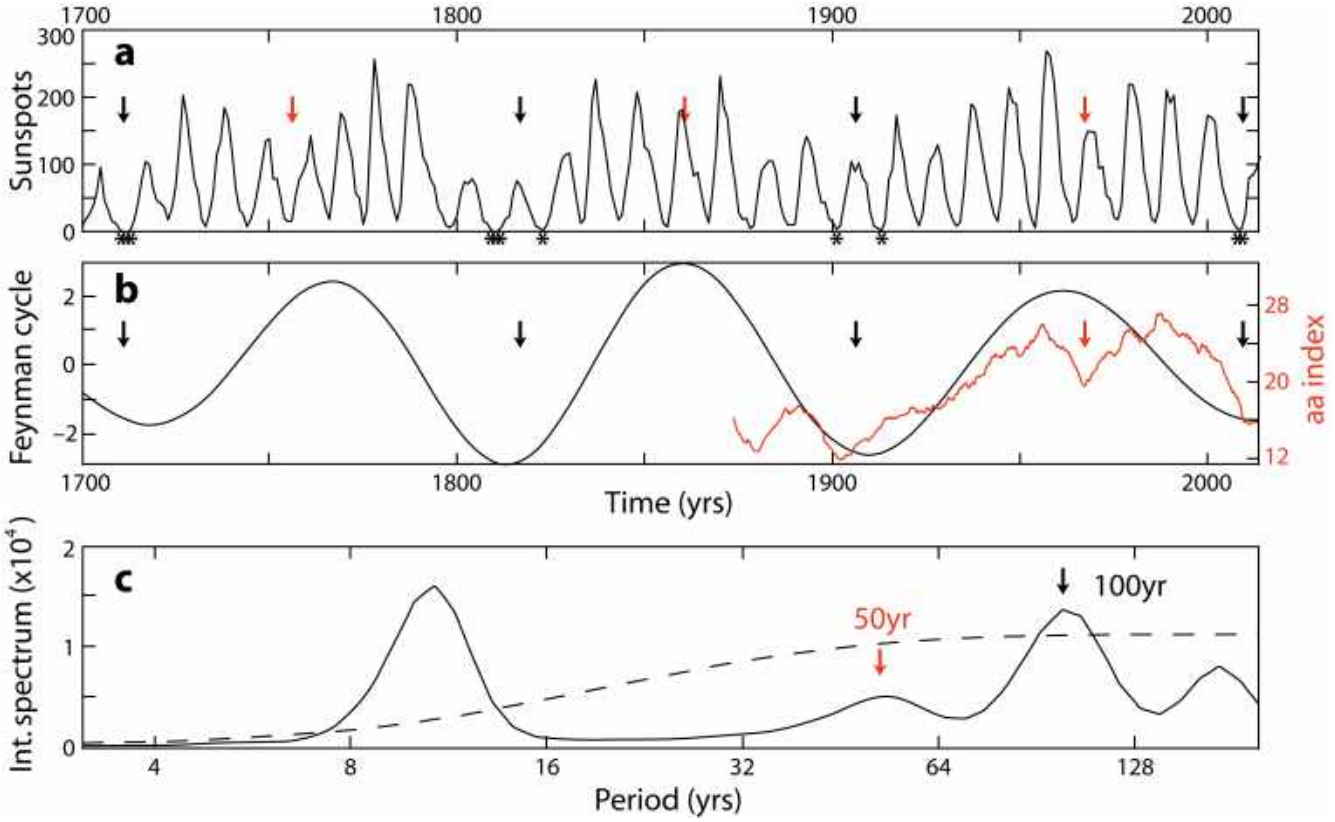


Fig. 8.10 El ciclo solar de Feynman
a) El registro del número de manchas solares. Los asteriscos marcan los años en los que el número anual de manchas solares fue inferior a 5 (datos de WDC-SILSO), Las flechas negras indican los mínimos de Feynman. Las flechas rojas indican los mínimos pentadecenales**. b)** Línea negra, escala izquierda, la serie temporal de la banda de 80-110 años de un espectro wavelet de 1700-2013 manchas solares anuales. Línea roja, media de 11 años del índice geomagnético de amplitud antipodal (aa) (datos del ISGI). **c**) El espectro integral obtenido promediando sobre el eje temporal el espectro wavelet de manchas solares. La línea discontinua muestra la significación de este espectro al nivel 1σ. Según Feynman & Ruzmaikin (2014)

El ciclo de Feynman es la única periodicidad larga cuyos mínimos se han observado con instrumentación moderna. El índice aa (amplitud antipodal) que comienza en 1868 y mide la perturbación del campo magnético terrestre por el viento solar, muestra claramente el último periodo completo del ciclo de Feynman, con sus valores más bajos en 1901 y 2009 (Fig. 8.10b). En el Sol, los cambios de rotación diferencial de la superficie en una escala de tiempo centenaria coinciden con el cambio de fase observado entre las componentes toroidal y poloidal del campo magnético y la dependencia temporal de las componentes dipolar y cuadrupolar del campo magnético poloidal (Feynman & Ruzmaikin 2014). Los modelos de dinamo solar todavía tienen que acomodar estas variaciones centenarias en el Sol.

Los mínimos de Feynman anteriores están asociados a periodos más fríos en las primeras décadas de cada uno de los tres últimos siglos. El actual mínimo prolongado está asociado a un paréntesis inesperado en el calentamiento global que aún no se ha explicado adecuadamente (véase el Cap. 11).

8.7 Interrelación de los ciclos solares

El análisis espectral de una serie temporal compleja, como las tasas de producción de ^{14}C, suele dar como resultado una serie de frecuencias significativas identificadas por motivos estadísticos. McCracken et al. (2013a) informan de 15 frecuencias significativas entre 65 y 2500 años en los espectros de Fourier de registros cosmogénicos. La mayoría de estas frecuencias no han sido investigadas ni nombradas, y se desconoce si todas ellas representan la modulación solar variable de los rayos cósmicos galácticos o si algunas podrían tener un origen diferente.

El enfoque adoptado en este trabajo ha consistido en centrarse en los eventos de cambio climático abrupto (ACEs) identificados a partir de proxies climáticos seleccionados del Holoceno (véase el apartado 4.8), bajo el supuesto de que si la

variabilidad solar tiene un efecto climático, entonces la variabilidad climática debería confirmar la variabilidad solar. Este enfoque ha sido muy fructífero a la hora de reconocer varios ciclos solares por su coincidencia con frecuencias climáticas, dando lugar a una interpretación alternativa del registro cosmogénico en términos climáticos. La periodicidad correcta para el ciclo solar bimilenario es la periodicidad de Bray de 2500 años, no la periodicidad de Hallstatt de 2300 años identificada en el análisis de frecuencias (Fig. 8.11a-c). Este artefacto del análisis de frecuencia se debe principalmente a la falta de un mínimo en el ciclo de Bray (B4) que debería haber tenido lugar alrededor de 7,7 kyr BP, y a otras irregularidades en el ciclo (ver Fig. 5.13). Este enfoque también sirve para identificar desajustes entre el registro climático y el registro de actividad solar, como el gran máximo en la producción de ^{14}C en 9500 años AP que carece de un efecto climático proporcional, lo que sugiere una fuente de rayos cósmicos galácticos extrasolar, que aquí se propone que sea la supernova Vela (Sushch & Hnatyk 2014). También la frecuencia solar de 1000 años muestra un periodo de dos milenios en el que su efecto sobre el clima fue muy tenue, dando lugar al largo Periodo Cálido Romano (Fig. 8.3). La coincidencia tan exacta entre la muy baja actividad solar en los mínimos de los ciclos solares de 2500 y 1000 años y los ACEs deja dos posibilidades: La existencia de ciclos climáticos de origen desconocido que contaminan el registro proxy solar, o la existencia de un mecanismo desconocido por el cual la variabilidad solar afecta profundamente al clima. La primera es muy improbable, ya que contradice toda la información disponible desde que existen registros escritos sobre la actividad solar a partir de auroras y observaciones de manchas solares a simple vista, desde hace más de un milenio. Esto incluye los últimos 400 años desde que se inventó el telescopio, que han coincidido con el periodo más drástico de cambio climático dentro del Holoceno, desde las profundidades de su periodo más frío, la LIA, hasta el actual periodo cálido, uno de los más cálidos dentro de la Neoglaciación. Sabemos que durante este periodo de intenso cambio climático el registro cosmogénico refleja principalmente cambios en la actividad solar, no cambios en el clima, ya que concuerda muy bien con las observaciones de manchas solares (Muscheler et al. 2016). La única conclusión posible es que la variabilidad solar afecta profundamente al clima en escalas de tiempo centenarias y milenarias.

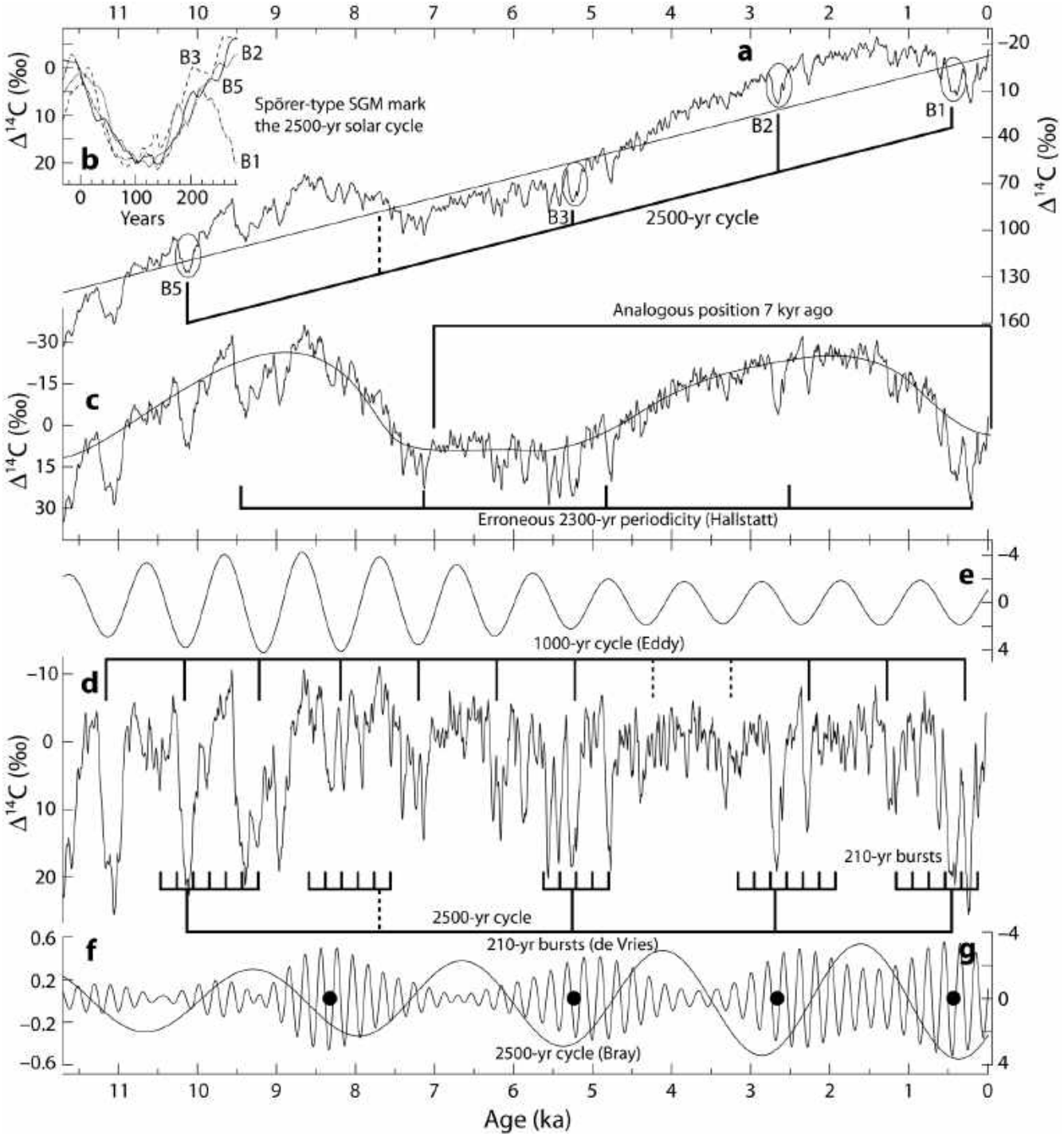


Fig. 8.11 Periodicidades solares relevantes para el clima en el registro de radiocarbono.
a) Registro IntCal13 de la variación de ^{14}C ($^{\Delta(14)}C$ por mil, escala invertida), según Reimer et al. (2013). La línea delgada es una regresión por mínimos cuadrados. Los óvalos incluyen los grandes mínimos solares (SGM) de tipo Spörer que marcan los mínimos del ciclo solar de Bray de 2500 años, etiquetados como B1 a B5. La línea vertical discontinua marca la posición central entre B3 y B5 debido a la ausencia de un B4 reconocible. **b)** Comparación entre B1 (línea discontinua), B2 (línea discontinua), B3 (línea discontinua) y B5 (línea continua) mostrando la gran similitud en los SGM que tienen lugar en los mínimos del ciclo Bray, que abarcan c. 200 años y mostrando un aumento del 20‰ en el radiocarbono. **c)** Registro IntCal13 linealmente desdentado mostrando en la parte superior la similitud de la posición actual en el registro de radiocarbono con hace 7 kyr. La escala en la parte inferior muestra la razón por la que se encuentra una fuerte periodicidad de 2300 años en el análisis de frecuencia. Según varios criterios (véase el apartado 5.9), la periodicidad de Hallstatt no corresponde a un verdadero ciclo solar. **d)** Registro IntCal13 sin tendencia después de sustraer del registro linealmente sin tendencia la curva empírica mostrada en (c). La escala superior marca las SGM identificadas como pertenecientes al ciclo Eddy de 1000 años en base a su posición, con dos líneas discontinuas para las SGM que faltan. La escala inferior marca las SGM identificadas como pertenecientes al ciclo Bray de 2500 años en base a su posición, con una línea discontinua para una SGM que falta; y la variabilidad solar que presenta un claro espaciado de c. 200 años constituyendo las ráfagas del ciclo de Vries asociadas a la modulación de este ciclo por el ciclo Bray**. e)**

Filtro pasa banda de 900-1100 años del registro IntCal13 sin tendencia. Obsérvese la estrecha correspondencia de los mínimos del ciclo con la SGM identificada como perteneciente al ciclo en (d). **f)** Filtro paso banda de 2344-2656 años del registro IntCal13 sin tendencia. También hay una buena correspondencia entre los mínimos del ciclo y la SGM identificada como perteneciente al ciclo en (a) y (d). **g)** Filtro paso banda de 180-220 años del registro IntCal13 sin tendencia. Las ráfagas en la amplitud de la señal coinciden bien con los mínimos del ciclo Bray de 2500 años, excepto a principios del Holoceno, cuando la presencia de largos periodos de incrementos muy grandes de radiocarbono impide la identificación de la señal. Los puntos negros indican la posición del SGM más grande dentro de las ráfagas.

El emparejamiento de las frecuencias climáticas identificadas en los registros proxy con las frecuencias solares identificadas en los registros cosmogénicos conduce a una fuerte confirmación del efecto climático muy significativo de algunas de las periodicidades solares largas. Estas frecuencias son los ciclos Bray de 2.500 años, Eddy de 1.000 años y De Vries de 210 años. Otras frecuencias (1770, 1300, 1125, 710, 510 y 350 años; McCracken et al. 2013a) no han sido identificadas hasta ahora por su efecto climático, aunque no se puede descartar que lo tengan. A los bien estudiados ciclos de Bray, Eddy y de Vries podemos añadir las periodicidades encontradas en 400 años de observaciones directas de la actividad solar, los ciclos de Feynman de 100 años y los ciclos pentadecadales de 50 años, que pueden relacionarse con efectos menores sobre el clima que podrían escapar a una identificación rigurosa en proxies climáticos. Las periodicidades de 150, 130, 88, 75 y 65 años (McCracken et al. 2013a) no se observan en el registro de manchas solares y, por tanto, no están activas en la actualidad. En este momento no podemos dar fe de su existencia como ciclos solares, ya que no pueden confirmarse de forma independiente mediante observaciones de la actividad solar o registros climáticos.

Una vez identificadas las frecuencias solares relevantes que afectan al clima, a partir de proxies (2500, 1000 y 210 años), o de observaciones solares (100 años), es necesario estudiar su evolución reciente para ver cómo pueden contribuir a explicar tanto la actividad solar reciente como el cambio climático reciente. Para ello basta con utilizar el registro de ^{14}C en su versión de 2013, IntCal13 (invertido en la Fig. 8.11a; Reimer et al. 2013). El ciclo de 2500 años puede identificarse claramente por cuatro SGM de tipo Spörer de unos 200 años que marcan sus mínimos (Fig. 8.11b). Una regresión lineal por mínimos cuadrados revela una cuasi-periodicidad ya descrita de unos 6000 años (Fig. 8.11c; Xapsos & Burke 2009), mostrando también por qué la errónea periodicidad de Hallstatt de 2300 años da una mejor señal en el análisis de frecuencias que la correcta periodicidad de Bray de 2500 años. Una desviación adicional de esta periodicidad de 6000 años produce un registro cuya característica principal es la presencia de las periodicidades de 2500, 1000 y 210 años en forma de SGM que causan un incremento abrupto en ^{14}C (Fig. 8.11d), que, como mostró el Mínimo de Maunder, corresponde a una caída en la actividad solar. El filtrado de estos datos con un filtro pasabanda a un periodo de 900-1100 años revela el ciclo Eddy con sus mínimos alineados con el SGM que suele tener lugar 300-200 años antes del cambio de milenio en la escala BP (Fig. 8.11e). Los dos mínimos de este ciclo que carecen de una SGM prominente se indican en la escala sobre la Fig. 8.11d con líneas discontinuas. El uso de un filtro pasa banda de 2344-2656 años revela el ciclo de Bray con sus mínimos cercanos a la SGM de tipo Spörer identificada (Fig. 8.11f), mientras que un filtro de 180-220 años muestra los estallidos del ciclo de De Vries asociados a los mínimos del ciclo de Bray (Fig. 8.11g). El bajo B4 que falta (línea discontinua vertical en la Fig. 8.11a y en la escala inferior de la 8.11d) desplaza el cuarto estallido a la SGM a 8.3 kyr BP, mientras que la muy grande SGM del Holoceno temprano oculta el quinto estallido. También se utilizó un filtro de 85-115 años para identificar el ciclo de Feynman en los últimos 500 años de datos (Fig. 8.12).

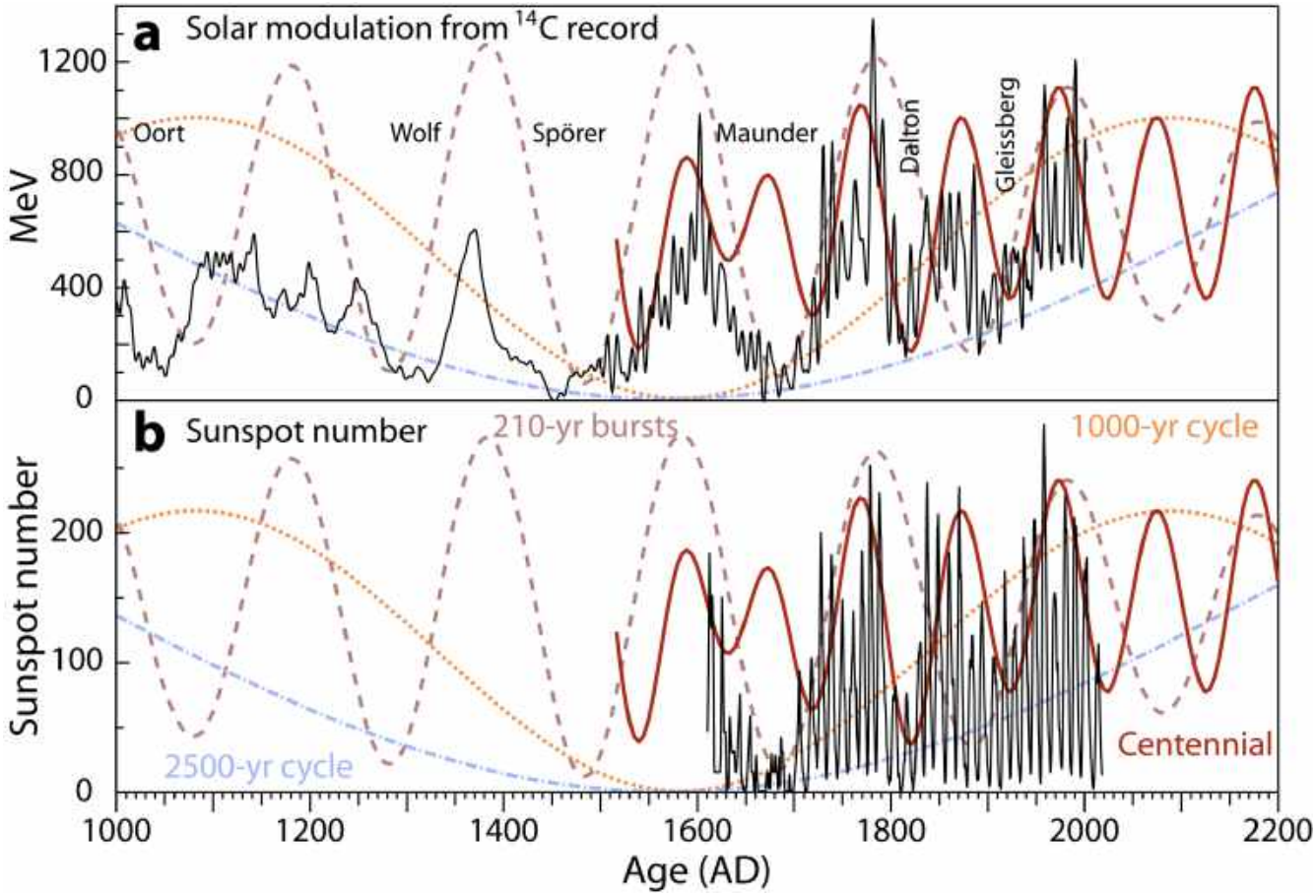


Fig. 8.12 Interrelación del ciclo solar durante el último milenio
a) Actividad solar de los últimos 1000 años reconstruida a partir del registro de ^{14}C como potencial de modulación solar por Muscheler et al. (2007; línea negra delgada). **b)** Número internacional de manchas solares desde 1700 del Real Observatorio de Bélgica (WDC-SILSO, datos anuales hasta 1749 y promedio de 13 meses desde 1749; línea negra delgada), con número de manchas solares de grupo escalado (factor 12,08) entre 1610 y 1700 de Svalgaard & Schatten (2016). Las curvas sinusoidales de 2500 años (punteadas), 1000 años (punteadas), 200 años (punteadas) y 100 años (continuas) en (a) y (b) son las frecuencias correspondientes filtradas por paso de banda de la reconstrucción de radiocarbono IntCal13 según Reimer et al. (2013), como se explica en el texto. Se han extrapolado entre 1950 y 2200.

El análisis detallado de la interrelación de los ciclos solares de los últimos 1000 años en comparación con los registros de actividad solar (Fig. 8.12) produce algunas observaciones interesantes. El filtrado de datos sitúa el último mínimo del ciclo de Bray hacia 1580 d.C., pero como hemos visto este mínimo debería coincidir con el Mínimo de Spörer centrado en 1460 d.C.. Esta posición anterior está confirmada por el estallido de de Vries, que hace que los mínimos de este ciclo coincidan con cada SGM entre 1000-1750 d.C. En 1880, el mínimo ampliado de de Vries (Mínimo de Gleissberg) ya es débil y está más cerca del final del estallido. Por tanto, el centro del estallido puede situarse al principio del Mínimo de Spörer. El ciclo Eddy muestra un máximo hacia 1100 d.C., coincidiendo con el Periodo Cálido Medieval, y un mínimo hacia 1600 d.C.. La casi coincidencia de los mínimos de los ciclos de Eddy y Bray tiene lugar cada unos 5.000 años, definiendo periodos de cambios climáticos muy intensos como la LIA. Desde 1700, la actividad solar ha ido en aumento según los registros de ^{14}C y de manchas solares, de acuerdo con los ciclos de Bray y Eddy, con un máximo en este último previsto hacia 2100.

La falta de sincronización entre los ciclos de de Vries y Feynman que puede observarse en los registros de manchas solares (véase también la Fig. 5.10), sugiere que no son verdaderos armónicos a pesar de que el periodo de de Vries es el doble del periodo de Feynman. Sus mínimos no parecen coincidir exactamente, y la comparación de los datos filtrados por paso de banda en ambas frecuencias confirma esta diferencia (Fig. 8.12). Una conclusión importante de esta comparación es que la baja actividad solar en un ciclo no puede ser compensada por la alta actividad en otros ciclos. Así, el mínimo de de Vries durante el Mínimo de Maunder coincide con un máximo en el ciclo de Feynman, mientras que el mínimo de Feynman durante el Mínimo de Dalton coincide con una alta actividad en el ciclo de de Vries. En todos estos casos, el efecto del ciclo que experimenta un mínimo de actividad prevalece sobre los ciclos que presentan una actividad más elevada. La consecuencia de este predominio de los ciclos que experimentan un mínimo, sobre los ciclos que no lo experimentan, equivale a que los ciclos solares sólo tienen un efecto negativo sobre la actividad solar, y por tanto actúan principalmente en sus mínimos. Si es correcto, esto explicaría por qué los mínimos de Eddy producen SGM incluso cuando el ciclo de Bray está en fase alta.

También explicaría la modulación del ciclo de de Vries por el ciclo de Bray, ya que sólo el efecto negativo sobre la actividad solar es acumulativo entre los diferentes ciclos y, por tanto, el pequeño efecto del ciclo de de Vries, más corto, se amplifica cuando se suma al mayor efecto del ciclo de Bray, el mayor que produce la mayor SGM. Este es otro sesgo mostrado por los ciclos de actividad solar que indica que la actividad solar es máxima en ausencia de ciclos en mínimos, y el único efecto de los ciclos solares es reducir la actividad solar de su máximo potencial. Si este concepto es correcto, los ciclos solares pueden considerarse inactivos cuando están suficientemente lejos de sus mínimos, y los máximos solares no existen realmente, sino que corresponden a periodos en los que ningún ciclo tiene un efecto negativo sobre la actividad solar. El Máximo Solar Moderno (Solanki et al. 2004) sería el resultado de la ausencia de un efecto negativo de los ciclos de Bray, Eddy y de Vries, que habrían estado inactivos durante ese tiempo.

La otra conclusión de esta comparación es que el ciclo de de Vries ya está casi inactivo, estando ya a 600 años de su centro de estallido, y la variabilidad moderna de la actividad solar está siendo afectada negativamente principalmente por el debilitado pero aún activo ciclo de Feynman (Fig. 8.12). Esto tiene importantes implicaciones para proyectar la actividad solar futura basándose en los ciclos, como se hace en el capítulo 13 (Figs. 13.6 y 13.7). Dado que el clima pasado dependía de la actividad solar, el clima futuro también debería depender de ella.

8.8 Conclusiones

8a. El ciclo solar Eddy de unos 1000 años parece haber dominado la variabilidad climática del Holoceno entre 11.500-4.500 años AP y durante los dos últimos milenios, donde define los periodos cálidos Romano, Medieval y Moderno.

8b. El ciclo solar de De Vries, de unos 210 años de duración, está fuertemente modulado por el ciclo solar de Bray, de 2.500 años de duración, tanto en su firma de isótopos cosmogénicos como en sus efectos climáticos.

8c. El ciclo solar de Gleissberg de c. 88 años no está bien definido en la literatura y no se ha manifestado en los últimos 3.500 años. No es detectable en los registros de manchas solares.

8d. Los ciclos solares de Schwabe de unos 11 años, Feynman de unos 100 años y Pentadecadal de unos 50 años son observables en el registro de manchas solares. El ciclo solar de Feynman es responsable del actual mínimo solar prolongado.

8e. En todos los casos, una reducción multidecenal prolongada de la actividad solar por debajo de los niveles medios está asociada a un descenso de la temperatura y a un cambio en los patrones de precipitación. En algunos estudios se observa un retraso entre los cambios solares y los cambios climáticos.

8f. La variabilidad solar tiene un efecto asimétrico, siendo la baja actividad la que muestra los efectos climáticos más evidentes.

9. GASES DE EFECTO INVERNADERO Y CAMBIO CLIMÁTICO

"Los seres humanos están llevando a cabo ahora un experimento geofísico a gran escala de un tipo que no podría haber ocurrido en el pasado ni reproducirse en el futuro".
Roger Revelle y Hans E. Suess (1957)

9.1 Introducción

El efecto invernadero se estableció en el siglo XIXa partir de una propuesta inicial de Joseph Fourier en 1824. Se basa en principios físicos sólidos y ofrece una explicación de la temperatura media de la superficie de la Tierra, Venus y Titán, teniendo en cuenta la irradiación solar que reciben y el contenido de gases de efecto invernadero (GEI) de sus atmósferas. La hipótesis del CO2 trata de explicar los cambios climáticos de la Tierra en función de las variaciones del CO2 atmosférico. Supone que el vapor de agua (humedad) sólo cambia como consecuencia de los cambios de temperatura, e intenta demostrar una correlación entre los cambios a largo plazo de la temperatura y el CO2 . Fue propuesta inicialmente por Svante Arrhenius en 1894 para tratar de explicar las glaciaciones del Pleistoceno, pero fue refutada como su causa en 1976, cuando Hays, Imbrie y Shackleton demostraron que las glaciaciones del Pleistoceno responden a cambios orbitales, como propuso Milutin Milanković en 1920. La demostración por Suess, Revelle y Keeling entre 1955 y 1960 de que las actividades humanas estaban alterando fundamentalmente los niveles de CO2 en la atmósfera, sólo empezó a tener importancia política cuando se detectó el calentamiento de la superficie a principios de la década de 1980.

A partir de finales de la década de 1960, el mundo occidental empezó a preocuparse por la evidente degradación del medio ambiente, el declive de la población silvestre y la invasión humana de los espacios naturales restantes. Estas observaciones se vincularon al crecimiento demográfico y a las actividades humanas. El descubrimiento de Molina y Rowland en 1974 de que los clorofluorocarbonos destruían el ozono fue seguido de la prohibición en Estados Unidos de los clorofluorocarbonos en aerosoles en 1978, y de su prohibición por 43 naciones en el Protocolo de Montreal de 1987. Este éxito político creó un buen precedente para abordar el siguiente problema global. El mundo no sólo necesitaba salvarse de nosotros, sino que el proceso podía conducir a un fortalecimiento de las organizaciones supranacionales, reducir las posibilidades de conflicto y nivelar las diferencias económicas mundiales. Al año siguiente, el calentamiento global entró en la política con la Conferencia de Toronto sobre los Cambios en la Atmósfera, celebrada en junio de 1988, en la que se expusieron los peligros del calentamiento global y la subida del nivel del mar y se hizo el primer llamamiento a la reducción de las emisiones de CO2 . Cinco días antes del inicio de la conferencia, James Hansen, director del GISS de la NASA, declaró ante el Comité de Energía y Recursos Naturales del Senado estadounidense que la NASA estaba segura al 99% de que el calentamiento se debía a la acumulación de GEI en la atmósfera. Cinco meses después, y antes de que acabara el año, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) crearon el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) para proporcionar a los gobiernos una evaluación de los conocimientos científicos disponibles sobre la cuestión.

En los 30 años transcurridos desde la creación del IPCC se ha desarrollado un sólido consenso científico sobre la hipótesis del CO2 . Y ello a pesar de la decepcionante falta de avances en la cuantificación del efecto de los cambios de CO2 sobre la temperatura global (Fig. 9.1). Existen pruebas claras del calentamiento observado, pruebas claras del aumento de CO2 provocado por el hombre y abundantes pruebas de los efectos del CO2 en la biosfera. La mayoría de los cambios climáticos detectados pueden vincularse claramente, al menos en parte, al calentamiento observado, aunque a menudo se subestima la variabilidad interna como factor del cambio climático. Lo que falta de forma crucial son pruebas claras e indiscutibles de que el calentamiento observado es el resultado del aumento medido de CO2 , que el IPCC considera inequívoco.

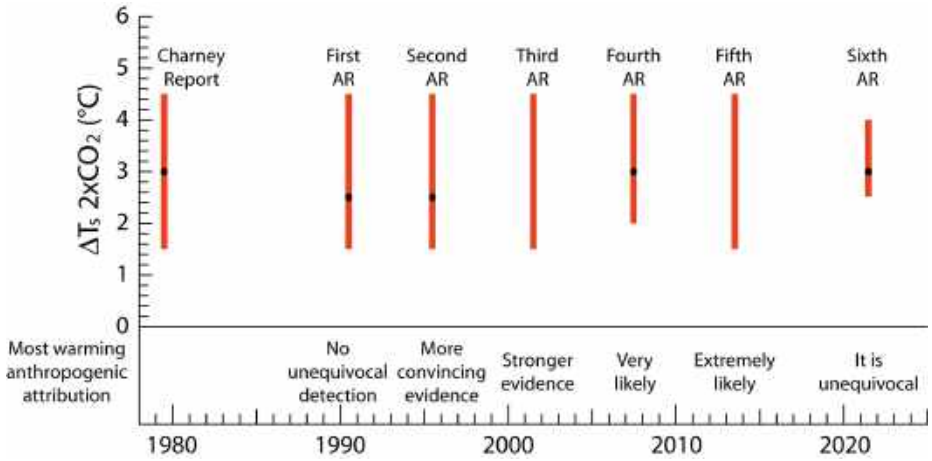


Fig. 9.1 Falta de progreso en la cuantificación del efecto del aumento de CO2 sobre la temperatura global
Arriba: Las barras verticales representan las estimaciones de la Sensibilidad Climática de Equilibrio (SCE), o aumento de la temperatura media global para una duplicación de los niveles de CO2 en los informes indicados. Los puntos negros representan los valores mejor estimados. IA: Informes de Evaluación del IPCC. **Inferior:** Declaraciones de confianza sobre la atribución de la mayor parte del calentamiento observado al aumento de CO2 de origen humano en los informes del IPCC. La falta de avances en la determinación del efecto climático del CO2 contrasta vivamente con la creciente certeza de que dicho efecto climático se debe al CO2 emitido por el hombre. Según Arias et al (2021) y los informes del IPCC.

9.2 Hacia una teoría del clima basada en el efecto invernadero

A principios del siglo XIX, la gente no tenía ninguna razón para creer que el clima de la Tierra hubiera sido significativamente diferente en un pasado lejano. La entonces dominante teoría plutonista de la formación de las rocas, defendida por James Hutton, sugería que el planeta se había ido enfriando desde su origen ígneo, por lo que, en todo caso, el pasado debía de haber sido más cálido. Desde mediados del siglo XVIII, los naturalistas informaban de que algunos alpinos perspicaces explicaban que los bloques erráticos de roca encontrados por todo el norte y centro de Europa habían sido transportados por glaciares que debieron de ser mucho más grandes en el pasado. Pero los eruditos de la época no estaban dispuestos a aceptar tales ideas, y el gran Diluvio Bíblico era la teoría consensuada de la época. A principios del siglo XIX, las primeras hipótesis sobre un pasado glaciar fueron tomando forma, pero la ortodoxia las rechazó enérgicamente. Un reticente Jean de Charpentier se dejó convencer por las pruebas de la idea del transporte glaciar que le presentaron un ingeniero y un campesino, y construyó una sólida hipótesis sobre la gran expansión de los glaciares de los Alpes en el pasado. Al mismo tiempo, Karl Friedrich Schimper, botánico y poeta, también interesado en la astronomía , desarrolló la hipótesis de que los bloques erráticos habían sido transportados por glaciares durante inviernos globales que alternaban con veranos globales, que él denominó periodos de activación y estancamiento. Acuñó el término Edad de Hielo en un poema de 1837. Las pruebas de las morrenas indicaban que debieron de producirse varios periodos fríos. Sin embargo, en la terminología geológica moderna, los eruditos del siglo XIX no estudiaban edades de hielo, sino periodos glaciares dentro de la actual glaciación pleistocénica, parte de la Edad de Hielo del Cenozoico Tardío.

De Charpentier y Schimper tenían en común una amistad con Louis Agassiz y juntos le convencieron de la hipótesis glaciar. En la reunión de la Sociedad Científica Suiza celebrada en 1837 en Neuchâtel, Louis Agassiz abandonó sus estudios sobre los peces fósiles y presentó una síntesis de las hipótesis de sus amigos. A partir de entonces, defendería la teoría glaciar como propia, sin dar ningún crédito a sus ex amigos (Krüger 2013). La teoría glaciar creó una enorme controversia científica y no fue aceptada de forma generalizada hasta 1860-80. Pero la búsqueda de una causa para los periodos glaciares comenzó tan pronto como la teoría fue ampliamente conocida. El primero en proponer una explicación, en 1842, fue Joseph Adhé mar. Llevaba trabajando desde 1830 en una hipótesis astronómica que permitiera explicar los cambios climáticos cíclicos, ya fueran inundaciones o glaciaciones, mediante cambios orbitales.

A mediados delsiglo XIX cualquier teoría del clima sólo tenía una cosa que explicar: los periodos glaciares recientemente descubiertos. En aquella época, los paleontólogos describían animales que sólo podían haber vivido en un mundo más cálido, pero en general se aceptaba que el enfriamiento progresivo de la Tierra a partir de un origen caliente, era la explicación de un pasado más cálido interrumpido por varias glaciaciones. Joseph Fourier había propuesto en 1824 que parte del calor producido por la radiación solar era interceptado por la atmósfera y reflejado hacia la Tierra. En este contexto, John Tyndall había trabajado en los movimientos glaciares en la década de 1850 e, interesado por la causa de las glaciaciones, consideró que los cambios en la atmósfera podían ser los responsables. En 1859 empezó a experimentar con la absorción de calor por los gases. Rápidamente descubrió que algunos gases complejos, el vapor de agua, el CO2 y el ozono, absorbían mucho mejor que el oxígeno o el nitrógeno. Llegó a la conclusión de que el vapor de agua era responsable de la mayor parte del calor retenido por

la atmósfera y, por tanto, el gas más importante en la regulación de la temperatura de la superficie del planeta. Dedujo que una reducción del vapor de agua por cualquier causa debería bastar para desencadenar una glaciación.

El GHE (Fig. 9.2) se debe a la presencia en la atmósfera de una cantidad importante de gases que son buenos absorbentes y emisores de IR ($H_{(2)}O$, CO2 , CH_4, $O_{3)}$. Como resultado, la radiación efectiva al espacio tiene lugar en la parte superior de la atmósfera. Esto hace que la atmósfera superior se enfríe y que la superficie y la atmósfera inferior se calienten. La diferencia de temperatura entre la atmósfera superior y la inferior debida al GHE es responsable de la mayor parte del vuelco convectivo que se manifiesta como tiempo atmosférico.

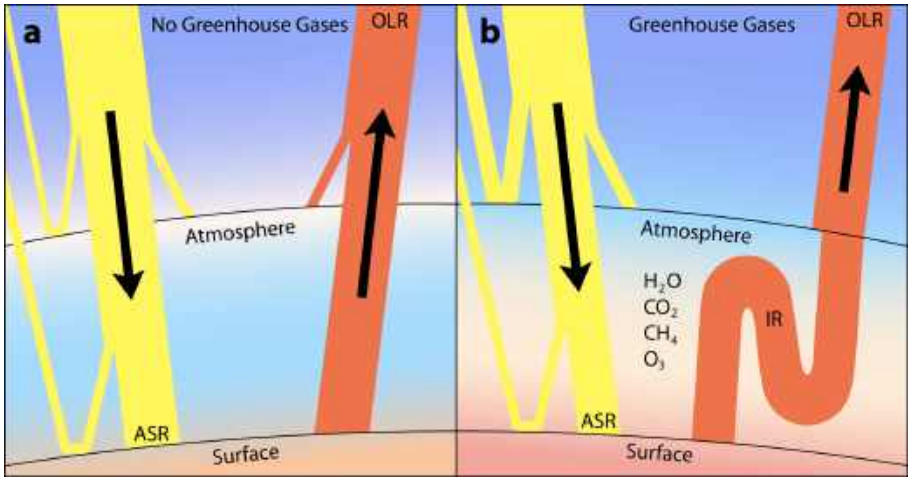


Fig. 9.2 El efecto invernadero
a) En ausencia de GEI, una atmósfera es en gran medida transparente a la radiación de onda corta y de onda larga. La radiación de onda corta absorbida (ASR) calienta la superficie y la radiación de onda larga saliente (OLR) la enfría. **b)** Cuando la atmósfera contiene GEI, la radiación infrarroja (IR) de la superficie es interceptada por la atmósfera y parte de ella es redirigida hacia la superficie. Se establece un gradiente de temperatura en la atmósfera, y la emisión de OLR tiene lugar principalmente desde la atmósfera superior. Como la temperatura de la atmósfera superior, donde se produce la emisión efectiva, es más baja, la superficie y la atmósfera inferior deben calentarse para aumentar la emisión, de modo que se mantenga el equilibrio entre ASR y OLR. La temperatura media en la superficie no sólo es más alta, sino que las diferencias de temperatura diarias, estacionales y latitudinales muestran un rango más estrecho.

En Suecia, el interés por los periodos glaciares coincidió con los avances técnicos en las mediciones de CO2 y con los primeros cálculos aproximados del ciclo del carbono realizados por Arvid Högbom. La primera consideración de que los cambios en el CO2 atmosférico podían ser responsables de las glaciaciones y deglaciaciones nació entre los miembros de Estocolmo de la Sociedad Sueca de Físicos. Svante Arrhenius propuso en 1894 que, dado que la cantidad de vapor de agua en la atmósfera depende de su temperatura, el verdadero desencadenante de las glaciaciones debía ser el CO2 . Calculó que una disminución del 40% del CO2 bastaba para reducir la temperatura 5 ° C e iniciar una glaciación. Nils Ekholm, amigo íntimo de Arrhenius, fue el primero en introducir la analogía del efecto invernadero como explicación parcial del efecto del CO2 (Ekholm 1901). La analogía, aunque inexacta, resultó popular, y en 1907 John Poynting introdujo el "efecto invernadero", y poco después Frank Very nombró "la teoría del invernadero" en su respuesta a él (Poynting 1907; Very 1908). Pero las simplificaciones adoptadas por Arrhenius, la sospecha de que el papel del CO2 podía sobreestimarse debido al enmascaramiento del espectro por el vapor de agua, y los experimentos que mostraban que el efecto del CO2 se saturaba a cantidades consideradas relevantes, hicieron que la teoría de Arrhenius no se tuviera en cuenta a principios del siglo XX.

Entre 1840 y 1970, el consenso científico osciló entre la teoría astronómica y la del efecto invernadero para explicar las glaciaciones. A partir de 1938 Guy Callendar resucitó la hipótesis del CO2 aprovechando un periodo de calentamiento (1910-1940), que atribuyó a un aumento del CO2 . Las objeciones a la teoría fueron numerosas debido a la complejidad de la física climática, pero Callendar y otros pudieron mejorarla demostrando que el enmascaramiento espectral a nivel del mar no tenía lugar en la alta atmósfera, donde las líneas espectrales estaban separadas. A principios de los años 50 ya estaba claro que el aumento de CO2 se producía en la atmósfera superior y debía tener necesariamente un efecto de calentamiento en la temperatura de la superficie.

El otro obstáculo principal para la aceptación del efecto del CO2 como explicación era el argumento de que el océano podía deshacerse fácilmente del CO2 añadido. Hans Suess fue capaz de detectar la reducción de ^{14}CO2 producida por la quema de combustibles fósiles (el efecto Suess; Suess 1955). Era una prueba directa de que el CO2 de los combustibles fósiles estaba produciendo un cambio en la atmósfera. Suess fue contratado por el oceanógrafo Roger Revelle, director del Instituto Oceanográfico Scripps, que había establecido a partir de su trabajo sobre la lluvia radiactiva que sólo la capa superior del océano estaba disponible para el intercambio de CO2 en escalas de tiempo relevantes. Los conocimientos de Revelle sobre química oceánica les llevaron a proponer que la capacidad de amortiguación del océano se traduciría en una menor capacidad de absorción del CO2 atmosférico (el efecto Revelle; Revelle & Suess 1957). Como Revelle advirtió, su descubrimiento

implicaba que el mundo estaba destinado a sufrir un rápido e inesperado aumento del CO2 atmosférico. Revelle también contrató a Charles Keeling, que instaló cuidadosamente una estación de investigación en el volcán Mauna Loa, en Hawai, para medir por primera vez de forma fiable las concentraciones de CO2 . En sólo dos años Keeling pudo informar de que los niveles de CO2 en la atmósfera estaban aumentando, lo que confirmaba que el océano no era capaz de absorber todas las emisiones industriales de CO2 (Keeling 1960).

Mientras tanto, la teoría astronómica de las glaciaciones había caído en desgracia. La teoría de Milankovitch se había vinculado a la reconstrucción de Albrecht Penck y Eduard Brückner de la historia de los glaciares alpinos. Esta reconstrucción encajaba especialmente bien con los cálculos astronómicos (Köppen & Wegener 1924). Esto ayudó en un principio a la teoría de Milankovitch, y durante las décadas de 1930 y 1940 la mayoría de los geólogos europeos aceptaron la explicación astronómica. Pero todo cambió en 1951, cuando se empezó a disponer de la datación por radiocarbono. La reconstrucción alpina con cuatro periodos glaciares en los últimos 600 Ka se demostró incorrecta, y las fluctuaciones del hielo en los últimos 80 Ka parecían más frecuentes de lo que permitía la teoría de Milankovitch. En 1955, la teoría de Milankovitch había perdido casi todos sus partidarios.

En 1960 se habían establecido sólidamente los principios de una hipótesis del CO2 basada en el efecto invernadero capaz de explicar los periodos glaciares. Estaba claro que el aumento del CO2 era una causa del calentamiento al aumentar la altura de la radiación hacia el espacio. Se había demostrado que el CO2 aumentaba rápidamente ya que el océano no podía absorber el CO2 con suficiente rapidez. Por lo tanto, los niveles de CO2 en la atmósfera podían cambiar significativamente en un corto periodo de tiempo, y también la temperatura de la Tierra. Al mismo tiempo, poca gente creía en la teoría astronómica contraria. Pero, como suele ocurrir, la naturaleza se negó a cooperar y el mundo entró en un periodo de enfriamiento. El enfriamiento comenzó a mediados de la década de 1940, pero se hizo muy notable a mediados de la década de 1960. La falta de calentamiento a pesar del aumento de los niveles de CO2 puso la hipótesis del CO2 en el limbo. Se aceptó el efecto invernadero, ya que se basa en una ciencia sólida, pero los cambios en el CO2 no podían explicar el cambio climático, por lo que muchos científicos creían que había otros factores importantes en juego. Y entonces se produjeron pruebas incontrovertibles a favor de la teoría astronómica. Los científicos extrajeron núcleos bentónicos del océano Índico que demostraron sin lugar a dudas que el clima de los últimos 450 Ka respondía con un margen de error del 5% a las frecuencias orbitales de Milankovitch (Hays et al. 1976; véase el Cap. 2). La teoría astronómica de Milankovitch proporcionaba por fin la explicación largamente buscada de los periodos glaciares del pasado. Una búsqueda de 140 años había terminado.

La hipótesis del CO2 se había desarrollado para explicar las glaciaciones, pero no podía explicar por qué se producían exactamente con la frecuencia prevista por la teoría de Milankovitch. Sin embargo, sus partidarios no tardaron en reagruparse. Tal vez la hipótesis no pudiera explicar cuándo se producían las glaciaciones, pero sí su magnitud y sus efectos. Un núcleo de hielo de la Antártida demostró en 1985 que la temperatura, el CO2 y el metano estaban correlacionados a lo largo del ciclo glaciar. A pesar de ser algo que debería esperarse en cualquier caso, se propuso que la correlación sugería que los GEI eran necesarios para amplificar los efectos de los cambios orbitales, y para mantener la sincronía interhemisférica (Lorius et al. 1985). El papel de los GEI en el ciclo glaciar sigue siendo controvertido (véase la sección 2.11) y se apoya principalmente en modelos. El debate sobre el control del CO2 sobre el clima del planeta se vio forzado por las pruebas durante el Pleistoceno. Los núcleos de hielo demostraron que el clima del Holoceno tampoco había estado bajo el control del CO2 (véase la sección 4.3). En la actualidad sabemos que el periodo de calentamiento de 1910-40 no se debió a un aumento de los GEI, lo que refuta la creencia de Callendar (Meehl et al. 2004; véase la Fig. 12.2). El alcance de la hipótesis del CO2 se ha reducido al pasado lejano, antes del Pleistoceno, y al último periodo de calentamiento desde 1976.

9.3 Cambios atmosféricos en el pasado y evolución del clima

9.3.1 La paradoja del Sol débil

A medida que el Sol transforma el hidrógeno en helio, la proporción de hidrógeno en su núcleo disminuye con el tiempo. Esto debería reducir la producción de energía, pero como la energía producida es lo que impide que el Sol colapse por su atracción gravitatoria, el núcleo se contrae aumentando la densidad del hidrógeno en la cantidad necesaria para mantener el equilibrio. El lento cambio hace que el núcleo exterior se caliente y brille progresivamente, y el aumento de radiación empuja a las capas exteriores haciendo que el Sol sea más grande y más brillante con el paso del tiempo. Se ha calculado que el Sol debe haberse expandido un 10%, calentado 200 K y aumentado su brillo un 30% en los 4,57 Gyr transcurridos desde que alcanzó la secuencia principal tras encenderse. Durante este tiempo ha consumido la mitad del hidrógeno del núcleo, lo que ha permitido el desarrollo de la vida y el clima en la Tierra. El aumento del brillo solar con el tiempo es la consecuencia inevitable de principios físicos bien comprendidos.

A principios de la década de 1970 se reconoció que el débil y joven Sol creaba una paradoja (Sagan & Mullen 1972). En las condiciones actuales, el reducido brillo del joven Sol implicaba que la Tierra debería haber estado congelada hasta 2,3 Ga, y sin embargo existen pruebas geológicas y paleontológicas muy sólidas de la presencia sustancial de agua líquida en la superficie entre 3-4 Ga. Las condiciones de la Tierra primitiva debieron de ser muy diferentes, y los dos factores más probables para explicar la paradoja del Sol tenue son las diferencias en los GEI y en el albedo, que actualmente refleja alrededor del 30% de la radiación solar entrante. Otros cambios en el Sol y la Tierra complican la interpretación de la paradoja (Fig. 9.3).

El Sol también ha ido disminuyendo su tasa de rotación, el proceso responsable de impulsar su dinamo magnetohidrodinámica, con la concomitante disminución de la actividad magnética solar y la fuerza del viento solar a lo largo del tiempo (Feulner 2012). También se ha propuesto como solución a la paradoja una tasa mucho mayor de super llamaradas solares y eyecciones de masa coronal del Sol joven (Airapetian et al. 2016). El campo magnético de la Tierra debería haber sido 30-75% más débil en un pasado lejano, antes de que su núcleo interno comenzara a solidificarse alrededor de 2,5-0,5 Ga (Labrosse et al. 2001), lo que indica que la Tierra estuvo sometida a un flujo de alta energía más intenso, que afectó a la antigua composición de la atmósfera. La Tierra también ha ido disminuyendo su velocidad de rotación y esto tiene importantes implicaciones porque el tamaño de los remolinos atmosféricos, y por tanto la cantidad de energía que transportan, depende de la velocidad de rotación. Los modelos muestran que una velocidad de rotación más rápida da lugar a remolinos más pequeños, lo que disminuye el transporte latitudinal de calor (Kuhn et al. 1989). La superficie continental también ha crecido enormemente desde aproximadamente el 10% de su valor actual hace 3,8 Gyr, y este crecimiento debería haber provocado un aumento del albedo con el tiempo. La falta de núcleos de condensación de origen biológico se ha propuesto como otra causa de la antigua reducción del albedo que podría ayudar a explicar la paradoja (Rosing et al. 2010).

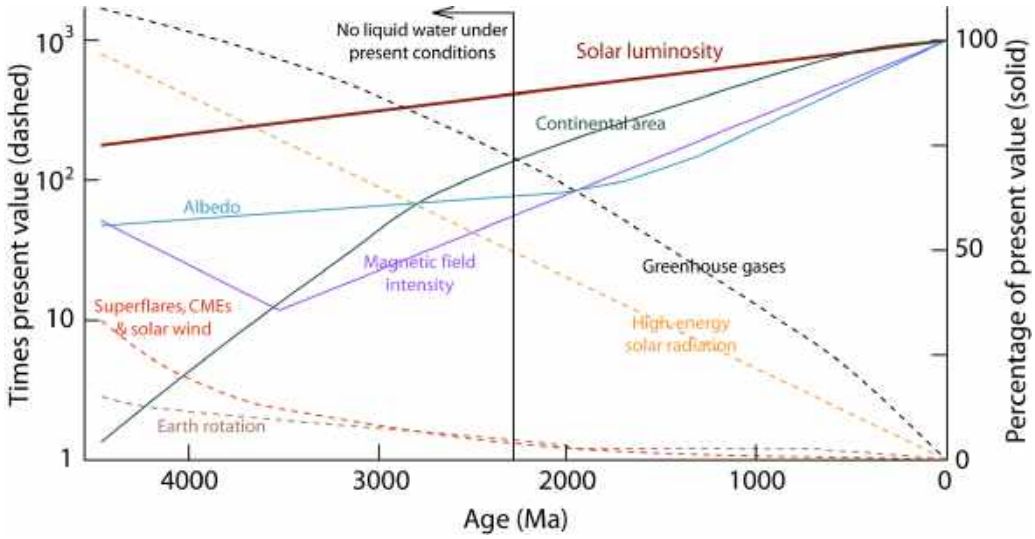


Fig. 9.3 Factores que afectan a la paradoja del Sol tenue
Debido a la evolución estelar, el Sol ha ido aumentando su luminosidad (línea gruesa). Con un Sol más débil, la Tierra no podría haber tenido agua líquida en la superficie con las condiciones actuales antes de 2,3 Ga, sin embargo, hay evidencias de agua líquida ya en 3,8 Ga. Se muestran los factores que podrían afectar a la temperatura y que se cree que han cambiado, con los que disminuyen con el tiempo con líneas discontinuas (escala izquierda), y los que aumentan con el tiempo con líneas sólidas (escala derecha). Los valores mostrados son altamente especulativos. Véase Feulner (2012) y sus referencias. CME: eyecciones de masa coronal.

La paradoja del Sol tenue no puede considerarse resuelta (Feulner 2012). Existe controversia sobre la importancia de los GEI, el albedo y otros factores en el calentamiento de la joven Tierra. Nuestro conocimiento de las condiciones de hace tanto tiempo es muy limitado. No obstante, parece que una combinación de factores que incluya mayores niveles de GEI y un albedo reducido es la respuesta más probable a un mundo de agua líquida bajo un Sol tenue. En cualquier caso, la paradoja del Sol tenue no puede apoyar la hipótesis del CO_2 , ya que no sabemos cuánto CO_2 había en la atmósfera antigua, ni podemos evaluar la contribución de los GEI al calentamiento de la Tierra 4-2 Ga, frente a otros factores.

9.3.2 Clima del Fanerozoico

El eón Fanerozoico abarca los últimos 541 Ma y comienza con la aparición relativamente repentina de metazoos complejos en la explosión del Cámbrico. Se ha especulado que la solidificación del núcleo interno de la Tierra, y el consiguiente fortalecimiento del campo magnético, provocaron una disminución del flujo solar de alta energía que permitió el desarrollo de una atmósfera más protectora y de vida compleja en tierra firme (Doglioni et al. 2016). Varios registros proxy geoquímicos del Fanerozoico han impulsado intentos de reconstruir su temperatura y la evolución de los GEI. En su libro de 1979 "Climates throughout geologic time", Lawrence Frakes presentó una de las primeras reconstrucciones de temperatura para este periodo de la Tierra, proponiendo una alternancia de periodos glaciares y periodos comparativamente más cálidos apoyada en abundantes datos geológicos. Su conclusión da fe de la opinión predominante en la época:

"La retención de energía térmica en la Tierra ha variado a lo largo del tiempo y ha dado lugar a climas variables. La retención parece ser en parte una función del estado climático global, incluidos el albedo global y la distribución de la tierra y el mar. En menor medida, factores como la magnitud del efecto invernadero y las interferencias atmosféricas e

interestelares con la radiación solar pueden haber influido en la historia del clima global contribuyendo positiva o negativamente al flujo neto de calor" (Frakes 1979).

En su libro de seguimiento de 1992 "Modos climáticos del Fanerozoico", Frakes et al. traducen esta alternancia climática en cuatro modos cálidos alternados con cuatro modos fríos (Fig. 9.4, recuadros naranja y azul), más claramente delimitados por su estudio seminal sobre la balsa de hielo del Fanerozoico (Frakes & Francis 1988; Fig. 9.4b, recuadros azul claro).

"La historia climática del Fanerozoico se ha dividido en cuatro Modos Cálidos y cuatro Modos Fríos. Entre los Modos Cálidos posiblemente el más cálido fue el de finales del Cretácico a principios del Terciario, con el Silúrico-Devónico y principios del Mesozoico en igual segundo lugar. La posición del Cámbrico-Ordovícico es incierta debido a la falta de información procedente de altas latitudes. Los climas fríos más extremos predominaron durante el Paleozoico tardío y el Cenozoico tardío, seguidos por el Ordovícico-Silúrico, que fue más intensamente frío que el Mesozoico medio y el anómalo enfriamiento local del Devónico tardío. Una conclusión importante que cabe extraer de esta clasificación es que la gran variabilidad de los climas del Fanerozoico no ha registrado una tendencia clara hacia el calentamiento o el enfriamiento general en los últimos 570 m.a., sino que más bien puede caracterizarse como una alternancia de intervalos fríos y cálidos de larga duración" (Frakes et al. 1992).

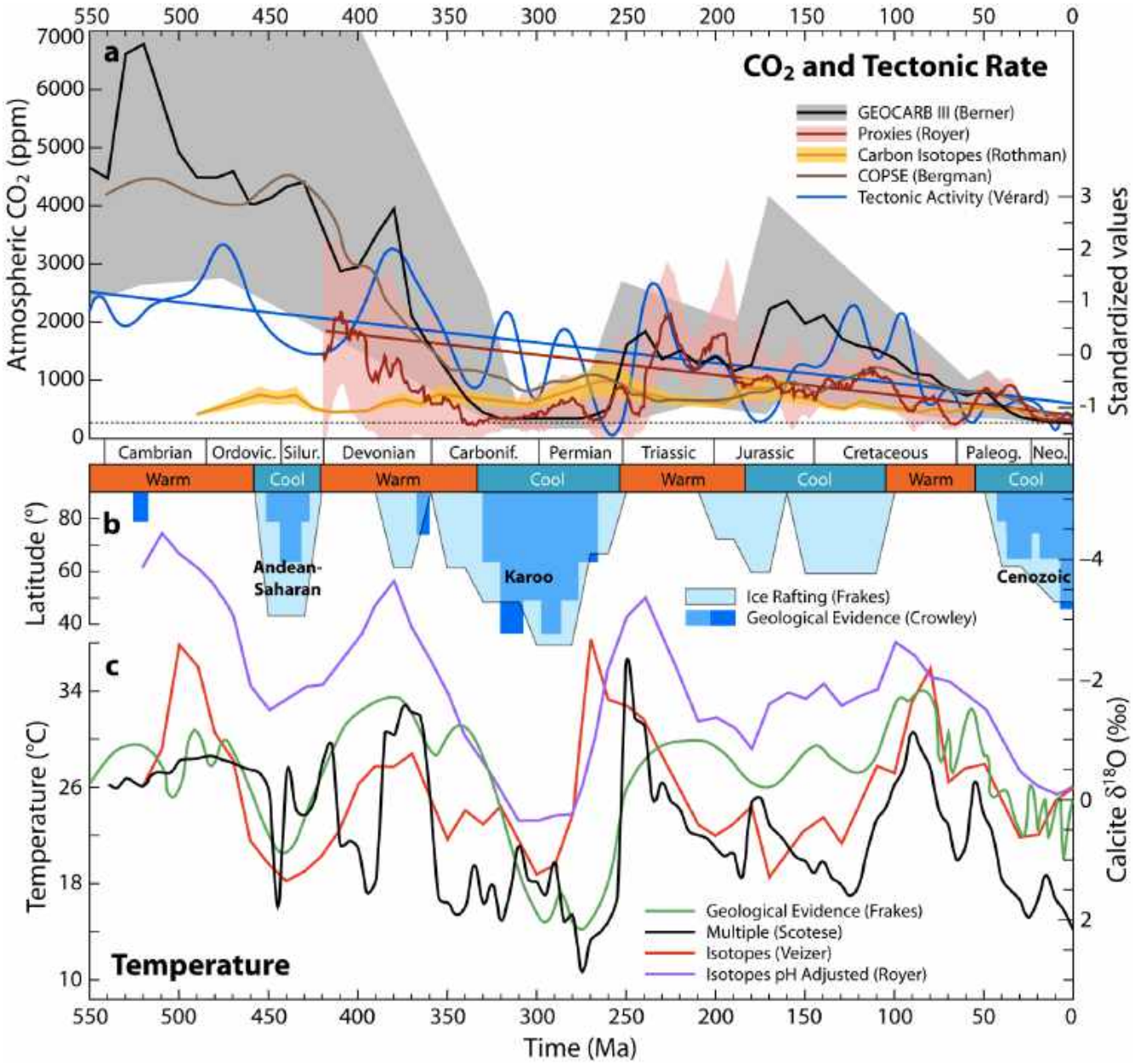


Fig. 9.4 Niveles de CO2 , actividad tectónica e indicadores climáticos del Fanerozoico

a) Niveles de CO2 atmosférico del Fanerozoico en ppm (escala izquierda) a partir del modelo GEOCARB III (curva negra con estimación gris del error; según Berner & Kothavala 2001), reconstrucción multiproxy (curva roja oscura con intervalo de confianza rosa del 95%, la

línea roja es el ajuste por mínimos cuadrados; según Foster et al. 2017), reconstrucción de CO2 a partir del fraccionamiento isotópico de carbono inorgánico/orgánico $^{\Delta(13)}$C (curva naranja con incertidumbre dorada; según Rothman 2002) y modelo COPSE (curva marrón; según Bergman et al. 2004). La línea de puntos horizontal indica un nivel de CO2 de 270 ppm en 1750. La curva azul representa la tasa tectónica combinada en valores estandarizados, y la línea azul su regresión lineal (escala derecha; según Vérard et al. 2015). **b)** Alternancia de los modos cálido (naranja) y frío (azul), según Frakes et al. (1992), e indicadores glaciares, medidos por la latitud alcanzada desde uno de los polos. Evidencia de balsas de hielo (áreas azules heladas; según Frakes & Francis 1988), y evidencia geológica directa de glaciación (áreas azules y azules; según Crowley 1998). **c)** Reconstrucciones de temperatura del Fanerozoico: Estimación de la temperatura media global (sin escala) basada en la sedimentología y la paleoecología (curva verde; según Frakes 1979 y Frakes et al. 1992). Reconstrucción de la temperatura media global basada en pruebas geológicas y estudios isotópicos (curva negra, escala izquierda; según Scotese 2018). Niveles de calcita ^{18}O en aguas marinas tropicales poco profundas sin tendencia (curva roja, escala derecha; según Veizer et al. 2000). Niveles de calcita ^{18}O en aguas marinas tropicales poco profundas sin tendencia y pH ajustado con datos de CO2 de GEOCARB III (curva violeta; según Royer et al. 2004).

Las reconstrucciones de temperatura del Fanerozoico concuerdan bastante bien con esta visión general. La reconstrucción estimada por Frakes et al. (1992) (Fig. 9.4b, curva verde) se basa en la distribución latitudinal de los indicadores geológicos. La reconstrucción de Shaviv & Veizer (2003) de aguas poco profundas de baja latitud (Fig. 9.4b, curva roja) se basa en datos de isótopos δ^{18}O de calcita de bajo contenido en magnesio. Scotese (2018) integra información fósil, geológica e isotópica para reconstruir perfiles hemisféricos del trópico al polo que se transforman en una temperatura media promedio (Fig. 9.4b, curva negra). Es la reconstrucción que representa más fielmente la actual condición glacial muy fría, con una temperatura media de sólo 14,5 ° C, inferior al 95% de las temperaturas del Fanerozoico. La reconstrucción de Royer et al. (2004) (Fig. 9.4b, curva púrpura) utiliza los mismos datos que Shaviv & Veizer (2003), pero aplica una corrección del pH basada en los niveles de CO2 . Realmente destaca por ser el diferente, ya que da lugar a una improbable Edad de Hielo Andino-Sahariana cálida, así como a unos igualmente improbables Cámbrico y Devónico muy cálidos. Otra cuestión es que un ajuste de temperatura basado en datos de CO2 tropieza con circulus in demonstrando cuando el resultado se utiliza para argumentar la similitud entre temperatura y CO2 a lo largo del tiempo.

Por el contrario, las reconstrucciones de CO2 del Fanerozoico coinciden principalmente en una tendencia general decreciente y en valores muy bajos durante las glaciaciones del Karoo y del Cenozoico. El modelo Geocarb III de Berner & Kothavala (2001. Fig. 9.4a, curva negra), considerado durante mucho tiempo el más avanzado en la modelización del CO2 , muestra mayores diferencias con los datos proxy en el Mesozoico medio y el Devónico con cada nueva publicación de reconstrucciones proxy por Dana Royer et al., lo que arroja dudas sobre su validez general para épocas más antiguas. El modelo COPSE de Bergman et al. (2004) (Fig. 9.4a, curva marrón), se parece al Geocarb III solo hasta el Carbonífero, y a la última reconstrucción proxy de Royer et al. (Foster et al. 2017; Fig. 9.4a, curva roja oscura) solo durante el periodo frío del Mesozoico medio, mostrando importantes diferencias durante el Carbonífero, Pérmico y Triásico.

El problema para establecer los niveles de CO2 durante el Fanerozoico es más profundo que la falta de acuerdo entre las reconstrucciones proxy y los modelos. Como muestran Royer et al. (2004), los datos de CO2 de cuatro proxies diferentes dan curvas de reconstrucción significativamente diferentes (Fig. 9.5a y c). Si asumimos que uno de los proxies debe ser mejor que los otros, una reconstrucción a partir de los cuatro es una peor aproximación a los valores reales. Y el problema se agrava si tenemos en cuenta la variabilidad de los datos que revelan los proxies. Los datos de CO2 de los proxies no sólo son muy escasos durante el Fanerozoico, sino que además son muy desiguales, con la presencia de ciertos puntos calientes donde se acumulan la mayoría de los datos (Fig. 9.5b), dejando el resto muy mal muestreado. Y la cosa empeora aún más, ya que la acumulación de datos en estos puntos calientes no conduce a una reducción de la incertidumbre de los niveles de CO2 . Más bien al contrario, la incertidumbre en los puntos calientes es mucho mayor (Fig. 9.5d). En la base de datos proxy de CO2 de Foster et al. (2017) hay 80 registros entre 200 y 202 Ma con valores centrales entre 610 y 3650 ppm, ampliados a 300 y 7000 ppm si se consideran las estimaciones altas y bajas (Fig. 9.5d). Esta incertidumbre ridículamente alta no puede reducirse mediante el uso de un proxy diferente, ya que está presente en los dos proxies disponibles en ese momento, paleosuelos y estomas. Si la incertidumbre en los puntos calientes de los datos es representativa, no podemos confiar en que un menor número de mediciones en otros momentos restrinja mejor nuestro conocimiento de los niveles de CO2 en el pasado. Queda claro que la incertidumbre sobre los niveles de CO2 durante el Fanerozoico impide cualquier inferencia sobre el papel del CO2 en el clima más allá de una correlación entre bajos niveles de CO2 y bajas temperaturas durante las glaciaciones (Fig. 9.4). La hipótesis de que el CO2 fue el principal impulsor del clima del Fanerozoico (Royer et al. 2004) carece de pruebas suficientes.

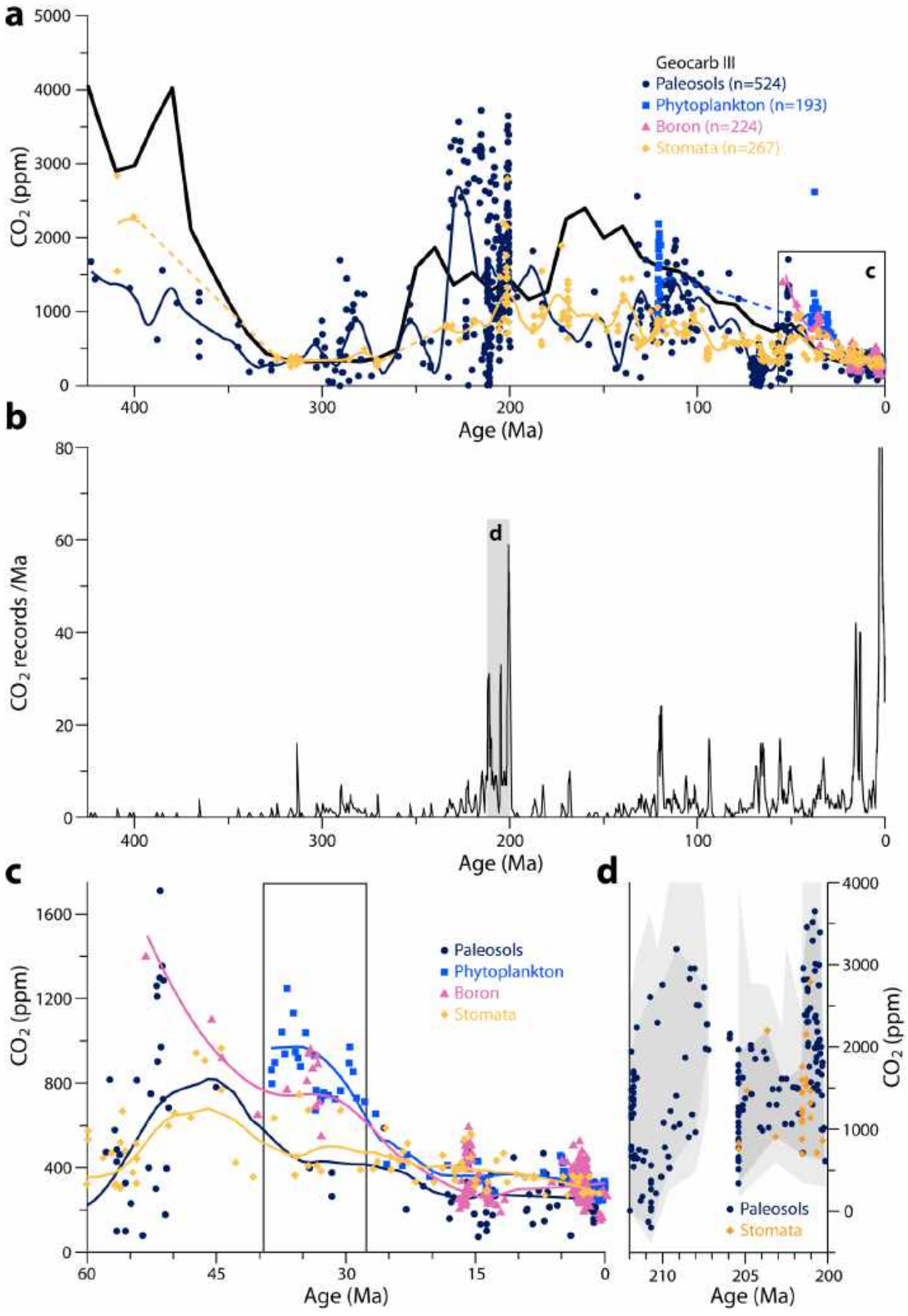

a
b
c
d
Geocarb III
Paleosols (n=524)
Phytoplankton (n=193)
Boron (n=224)
Stomata (n=267)
CO2 (ppm)
Age (Ma)
CO2 records /Ma
Paleosols
Phytoplankton
Boron
Stomata

Fig. 9.5 Desacuerdo e incertidumbre en los proxies de CO2 del Fanerozoico
a) CO2 atmosférico a partir de proxies individuales. Línea gruesa negra, modelo GEOCARB III (Berner & Kothavala 2001). Puntos azul oscuro, paleosuelos (carbonato pedogénico $\delta^{(13)C}$). Cuadrados azul claro, fitoplancton ($\delta^{13}C$ de alkenonas). Triángulos rosas, isótopos de boro. Diamantes amarillos, estomas de hojas. Las curvas representan el suavizado polinómico local por mínimos cuadrados de 2ndgrados (Savitzky-Golay) de los datos indirectos individuales tras promediar los datos con la misma fecha, seguido de una ventana de promediación de 1 Myr e interpolación de datos a intervalos de 1 Myr. Los segmentos discontinuos corresponden a largos periodos sin datos. **b)** La cobertura de datos en número de registros de CO2 por Myr es muy desigual, con la mayoría de periodos muy poco representados y unos pocos puntos calientes de datos. **c)** Ampliación del área cuadriculada en (a). El área recuadrada muestra un periodo de desacuerdo entre los cuatro proxies que apoyan niveles de CO2 entre 400 y 1000 ppm. **d)** Trazado de los datos del área gris en (b) mostrando que el alto número de registros entre 200 y 212 Ma en realidad resulta en una mayor incertidumbre de los niveles de CO2 en ese momento. La zona gris media es la envolvente de las mediciones centrales. El área gris claro es la envolvente de los rangos de estimación bajo/alto. Son posibles niveles de CO2 entre unos cientos y muchos miles de ppm. Datos de Foster et al. (2017).

Rothman (2002), adoptó un enfoque completamente diferente para reconstruir los niveles de CO2 del Fanerozoico. Eliminó los efectos del reciclado de sedimentos del registro isotópico $^{87}Sr/^{86}Sr$ mostrando que entonces tiene una correlación muy fuerte con $\Delta^{(13)C}$, el fraccionamiento isotópico entre $\delta^{13}C$ inorgánico y orgánico (Fig. 9.6). La sorprendente similitud se debe a la dependencia de ambas señales de los procesos magmáticos y la meteorización. Los niveles de CO2 se deducen entonces de las oscilaciones compartidas. La reconstrucción de CO2 de Rothman (Fig. 9.4a, curva naranja; Fig. 9.6) no muestra correspondencia con otras reconstrucciones de CO2 o de temperatura y ha sido criticada por Royer et al. (2004) basándose en que el $\Delta^{(13)}C$ se ve afectado por otros factores además del CO2 atmosférico fotosintetizado en carbono orgánico. Aunque la importancia de los resultados de Rothman está aún por determinar, pone de relieve nuestro escaso conocimiento de los cambios del carbono y del CO2 a lo largo del Fanerozoico.

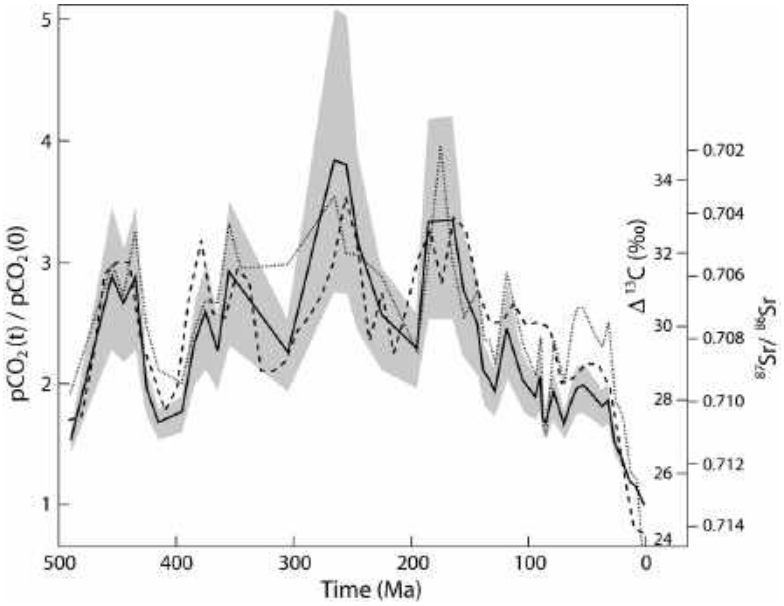


Fig. 9.6 Reconstrucción del CO2 de Rothman
Tras eliminar el efecto del reciclado sedimentario, los datos $^{87}Sr/^{86}Sr$ (línea discontinua) muestran una correlación significativa con el fraccionamiento isotópico $\Delta^{(13)}C$ del carbono inorgánico/orgánico (línea punteada), atribuido a que ambos dependen de forma similar de la meteorización y el magmatismo. La presión parcial de CO2 , pCO2 , relativa al valor actual (línea continua) se estima a partir de las otras dos curvas para una relación de contenido orgánico total constante de referencia, representando la zona gris las relaciones de referencia superior e inferior. Esta curva y su rango corresponden a la curva naranja de la Fig. 9.4a. Según Rothman (2002).

Otra fuente de información procede del desarrollo de un modelo tectónico global de 600 Ma en la Universidad de Lausana (Vérard et al. 2015). El modelo muestra una tendencia decreciente en el tiempo de la actividad tectónica global (Fig. 9.4a, curva azul). Dado que el magmatismo es la fuente aceptada a largo plazo de la mayor parte del CO2 atmosférico antes del uso de combustibles fósiles, el resultado es compatible con la tendencia decreciente del CO2 a lo largo del Fanerozoico mostrada por los modelos y las reconstrucciones indirectas. Los autores proponen que el descenso de la actividad tectónica refleja el enfriamiento progresivo de la Tierra sólida, y lo extrapolan a un cese completo de la actividad tectónica en 500 Ma. Mucho antes de esa fecha, el CO2 atmosférico habrá alcanzado niveles tan bajos que harán imposible la existencia de plantas complejas y de todas las cadenas tróficas que dependen de ellas. Los autores señalan que el modelo produce tasas tectónicas inferiores a la media durante los periodos fríos. Atribuyen los periodos fríos a una menor tasa de producción de CO2 . Sin embargo, no se puede descartar una explicación contraria. Dado que una Tierra más fría y parcialmente cubierta de enormes

capas de hielo muestra tasas tectónicas reducidas que dan lugar a una menor producción de CO_2 , el enfriamiento podría ser la causa de la disminución de CO_2 .

El registro de temperaturas del Fanerozoico oscila dentro de un estrecho rango compatible con la vida, mostrando una periodicidad de c. 150-Myr (Fig. 9.4b). G.E. Williams fue el primero en informar sobre esta periodicidad en 1975, identificando también el periodo frío del Mesozoico medio a partir de evidencias faunísticas y geológicas, que más tarde fue confirmado por Frakes et al. (1992) como el Modo Frío del Jurásico medio al Cretácico temprano. Williams postuló que la causa de esta periodicidad climática estaba relacionada con el año galáctico (Williams 1975). La relación entre un ciclo climático de c. 150 Ma y el cruce de los brazos espirales galácticos por el sistema solar es defendida actualmente por Nir Shaviv y Ján Veizer (2003). Shaviv ha mostrado la coincidencia en periodo y fase entre dos conjuntos de datos climáticos, uno sedimentario y otro isotópico, y dos celestes, uno los rayos cósmicos galácticos reconstruidos a partir de la exposición meteorítica y otro los datos astronómicos sobre el cruce de los brazos galácticos (Fig. 9.7). La hipótesis es controvertida y la trayectoria, la velocidad del sistema solar y la posición de los brazos galácticos en un pasado lejano no están bien delimitadas. Sin embargo, la hipótesis no puede rechazarse, ya que la periodicidad de c. 150 Ma en los datos de temperatura es defendible y parece ausente en los datos y modelos de CO_2 .

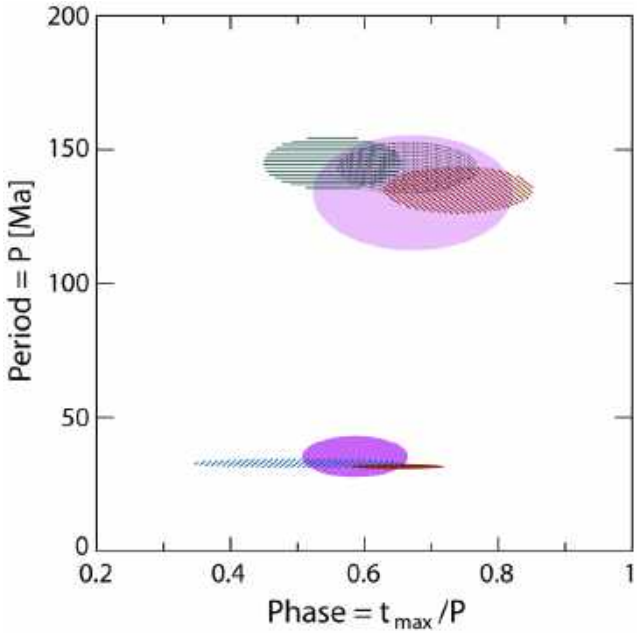


Fig. 9.7 La hipótesis del clima galáctico
Esta hipótesis propone dos ciclos climáticos determinados por impulsores celestes. La base de la hipótesis del ciclo de 150 Ma es la coincidencia en periodo y fase entre dos registros climáticos independientes y dos conjuntos de datos celestes. Los registros climáticos son la alternancia geológica entre invernadero e invernadero propuesta por Frakes et al. 1992 (elipse horizontal) y la reconstrucción isotópica de la temperatura del mar tropical (Veizer et al. 2000; elipse inclinada a la izquierda). Los conjuntos de datos celestes son el flujo de rayos cósmicos galácticos reconstruido a partir de la exposición a meteoritos (elipse punteada), y los datos astronómicos sobre el paso del sistema solar por los brazos espirales de las galaxias (elipse de color claro). La hipótesis del ciclo de 32 Ma se basa en que el cruce del plano galáctico (elipse de color medio) coincide con un indicador climático, la reconstrucción isotópica de la temperatura del mar tropical (Shaviv & Veizer 2003; elipse de color oscuro), y ^3He en sedimentos pelágicos, un indicador de la afluencia de polvo interplanetario (elipse rayada a la derecha; Farley 1995). Según Shaviv (2006).

9.3.3 Termostato propuesto para la Tierra

La solución de Sagan y Mullen a la paradoja del Sol tenue, basada en el fuerte efecto invernadero del amoníaco, fue pronto descartada, ya que la tasa de fotólisis del amoníaco por la irradiancia solar es extraordinariamente alta. Las hipótesis basadas en el CO_2 , el CH_4y el CO resultarían más estables hasta que el oxígeno se hiciera abundante en la atmósfera. Después, el CO_2 tendría que realizar la mayor parte de la compensación de la baja luminosidad solar. Estas hipótesis llevaban implícita la necesidad de que los gases de efecto invernadero hubieran ajustado su abundancia para adaptarse a los cambios en la luminosidad solar a lo largo del tiempo. Walker et al. (1981) fueron los primeros en explicitar este prerrequisito. Esta conclusión conduce directamente al principio antrópico, ya que estaríamos aquí solo porque el CO_2 fue capaz de igualar con éxito el forzamiento necesario para compensar el cambio en la luminosidad solar dentro del estrecho rango necesario para la evolución de la vida compleja a lo largo de miles de millones de años. Foster et al. (2017) lo expresan en los siguientes términos: *"la disminución a largo plazo del CO_2 durante los últimos 420 Myrs ha compensado en gran medida el aumento de la producción solar durante el intervalo".*

Para evitar dejar este fuerte requerimiento atmosférico al azar, Lovelock y Margulis (1974) desarrollaron la hipótesis Gaia. Esta hipótesis afirma que desde su desarrollo la biosfera asumió un papel protagonista en el mantenimiento de las condiciones compatibles con la vida del planeta a lo largo del tiempo. Sin embargo, la hipótesis Gaia ha caído en desgracia entre los científicos, si es que alguna vez la tuvo. Se cree que el desarrollo de la fotosíntesis oxigénica por las cianobacterias provocó la Gran Crisis de Oxígeno que probablemente sumió al planeta en la Glaciación Huroniana que duró c. 300 Ma. Y el descubrimiento de la lignina por las plantas vasculares terrestres en el Devónico pilló desprevenidos a los organismos descomponedores, lo que provocó el enterramiento de grandes cantidades de carbono en depósitos de carbón. El consiguiente descenso de los niveles atmosféricos de CO2 contribuyó probablemente a que la glaciación del Karoo fuera la más fría y prolongada (hasta ahora) del Fanerozoico. Está claro que los organismos vivos no han sido amables con el planeta que habitan y han puesto a prueba su homeostasis térmica hasta el límite.

Walker et al. (1981) propusieron una solución en forma de control de la meteorización del ciclo del carbono por la temperatura. En escalas temporales de millones de años, la abundancia de CO2 sólo está controlada por su producción magmática y por su incorporación a los carbonatos, a través de la meteorización, que posteriormente quedan enterrados, ya que todos los demás procesos tienen tiempo de equilibrarse. La meteorización de los silicatos continentales por el CO2 es un proceso que depende, entre otras cosas, de la temperatura. Si la temperatura del planeta disminuye, el ritmo de meteorización de los silicatos se ralentiza, lo que provoca la acumulación de CO2 y el calentamiento del planeta, y viceversa en caso de aumento de la temperatura. Esta propuesta de termostato que estabilizaría el clima de la Tierra forma parte ahora de los libros de texto a pesar de la falta de pruebas de un control global de la meteorización de los silicatos por la temperatura. De hecho, un análisis global de grandes ríos no demostró que la temperatura fuera un parámetro importante en el control de la meteorización de los silicatos (Gaillardet et al. 1999), lo que arroja dudas sobre la validez de la hipótesis. La existencia de un termostato de retroalimentación negativa eficaz para la meteorización de silicatos capaz de estabilizar el clima de la Tierra, compensando los cambios a largo plazo en la producción solar, requiere que en una escala temporal de millones de años los niveles de CO2 y la temperatura estén correlacionados. También significa que en esa escala temporal los niveles de CO2 están controlados por la temperatura (a través de la meteorización), y no al contrario.

9.3.4 Clima cenozoico

Nuestro conocimiento del pasado mejora a medida que nos acercamos al presente. Si el clima de la Tierra ha estado controlado por cambios en el CO2 , esto debería ser más evidente en los últimos 66 millones de años que en épocas anteriores. El Cenozoico ha sido muy variado climáticamente, desde el invernadero del Eoceno hasta la casa de hielo del Pleistoceno, y por lo tanto constituye una prueba ideal para un control por CO2 de estos cambios climáticos. Se espera un cierto grado de concordancia entre el descenso a largo plazo de los niveles de CO2 a lo largo del tiempo (Fig. 9.4a) y el descenso de la temperatura desde el invernadero del Cenozoico hasta la casa de hielo. La cuestión es si esa concordancia es lo suficientemente estrecha como para apoyar un control de primer orden de la temperatura por los niveles de CO2 . Y la respuesta es rotundamente no. El final del Cretácico fue un periodo muy cálido caracterizado por bajos niveles de CO2 , probablemente por debajo de 500 ppm y similares a los actuales, como indican los proxies (Fig. 9.4; Foster et al. 2017). Tal descenso de los niveles de CO2 en uno de los periodos más cálidos de la historia de la Tierra podría ser consecuencia del impacto de Chicxulub que marca el final del Cretácico y que podría haber causado un grave enfriamiento global. En cualquier caso, la temperatura parece haberse recuperado más rápidamente que el CO2 , ya que el Paleoceno mostró temperaturas estables muy cálidas en una época de aumento de los niveles de CO2 (Fig. 9.8). El Eoceno temprano, entre 56 y 48 Ma, mostró las temperaturas más cálidas del Cenozoico con niveles de CO2 estimados entre 500-1000 ppm. Sin embargo, a partir del Luteciense, c. 48 Ma, la temperatura descendió de forma casi continua durante 14 Myr hasta el Oligoceno. Este drástico enfriamiento, estimado en -5 °C en la temperatura media global, tuvo lugar mientras los niveles de CO2 aumentaban por encima de 1000 ppm (Fig. 9.8). En 34 Ma y en menos de un millón de años la Antártida glació provocando un nuevo descenso de otros -2,5 °C, mientras que los proxies de CO2 apoyan niveles por encima de 1000 ppm durante dos millones de años después de la glaciación antártica, antes de disminuir de nuevo a c. 500 ppm entre 32-25 Ma. A medida que las temperaturas se recuperaron durante el Oligoceno y fueron entre 2 y 4 °C más cálidas que ahora desde finales del Oligoceno hasta el óptimo climático de mediados del Mioceno, los niveles de CO2 disminuyeron en general hasta un mínimo de c. 15 Ma, pero mostrando aumentos significativos en c. 17 Ma, coincidiendo con las erupciones del basalto del río Columbia, y en c. 25 Ma, asociados a periodos más cálidos. Durante los últimos 15 Myr, los niveles de CO2 parecen haber oscilado entre 250-400 ppm (similar a los cambios del Holoceno tardío) la mayor parte del tiempo, mientras que las temperaturas muestran otro importante descenso estimado en -5 °C desde el óptimo climático de mediados del Mioceno hasta las profundidades de la glaciación del Pleistoceno tardío.

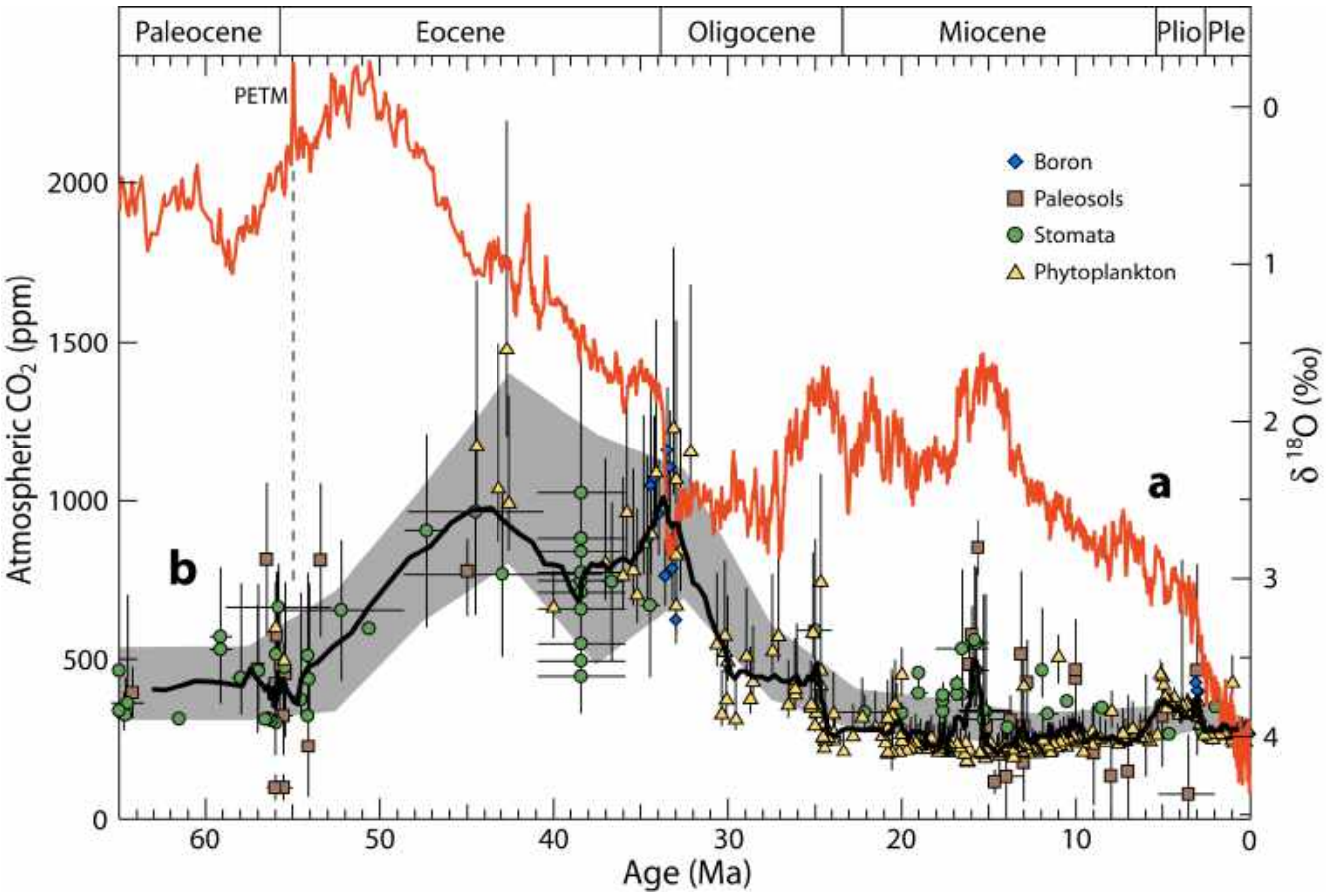


Fig. 9.8. Evolución cenozoica de la temperatura y el CO2
a) Curva superior (escala derecha), curva global de $\delta^{18}O$ en aguas profundas de más de 40 proyectos de perforación como proxy de temperatura y hielo continental (Zachos et al. 2001). Los datos originalmente suavizados con una media corrida de cinco puntos también se promediaron con una ventana corrida de 80.000 años para eliminar la variabilidad vinculada a la oblicuidad y compensar las diferencias en la densidad de datos. **b)** Datos de CO2 para los proxies indicados de Beerling & Royer (2011). La curva negra gruesa es la media de 9 puntos, y el área gris representa la media de 5 Myr de la estimación alta y baja de CO2 . PETM, Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno, indicado por la línea discontinua vertical. Un cambio en los niveles de CO2 en esa época debió de ser demasiado transitorio para dejar huella en los registros de CO2 . No se observa ninguna correlación entre los datos de temperatura y los de CO2 . Asimismo, la respuesta del CO2 a la glaciación de la Antártida en el límite Eoceno-Oligoceno es sorprendente.

Por lo tanto, existe una falta total de correlación entre los cambios de temperatura y los cambios de CO2 durante los dos periodos de cambio climático más importantes del Cenozoico, los periodos de enfriamiento fuerte de 50-34 Ma y 15-1 Ma. Y existe una anticorrelación durante el periodo de calentamiento de 33-17 Ma que no puede explicarse en términos de la disminución de los niveles de CO2 que sugieren los proxies. Teniendo en cuenta estas pruebas, la afirmación de que *"existe un fuerte acoplamiento CO2 -temperatura durante el Cenozoico"* (Royer 2014) es de lo más sorprendente. Aunque el efecto del CO2 sobre la temperatura se basa en principios físicos sólidos, y no se puede descartar que el efecto pueda ser dominante en determinados momentos, como durante las erupciones de c. 17 Ma del basalto del río Columbia en el óptimo climático de mediados del Mioceno; la evolución climática del Cenozoico demuestra que el CO2 no puede ser un impulsor primario del clima a largo plazo como se ha afirmado repetidamente (Royer et al. 2004; Royer 2014). El análisis comparativo de los datos de CO2 , el forzamiento radiativo marginal en la parte superior de la troposfera derivado de los cambios de CO2 y los datos de temperatura derivados de $\delta^{18}O$ durante los últimos 425 millones de años (Davis 2017), lleva a la misma conclusión que el examen de los cambios cenozoicos: *"ni la concentración atmosférica de CO2 ni ΔRFCO2 están correlacionadas con la temperatura durante la mayor parte del clima antiguo (Fanerozoico)"* (Davis 2017).

9.3.5 Ciclos climáticos del Fanerozoico

Los datos isotópicos bentónicos de $\delta^{18}O$ de los últimos 67 Myr (Zachos et al. 2001) muestran una clara autocorrelación entre sus mitades izquierda y derecha (Fig. 9.9). Ya en 1977 Fischer y Arthur habían demostrado que la diversidad biológica de las biotas pelágicas variaba con un ritmo de 32 Myr entre épocas de mayor diversidad asociadas a temperaturas más cálidas, anaerobismo generalizado, subidas eustáticas del nivel del mar y valores más pesados de isótopos de carbono en organismos calcáreos marinos, y épocas de menor diversidad asociadas a condiciones opuestas (Fischer & Arthur 1977).

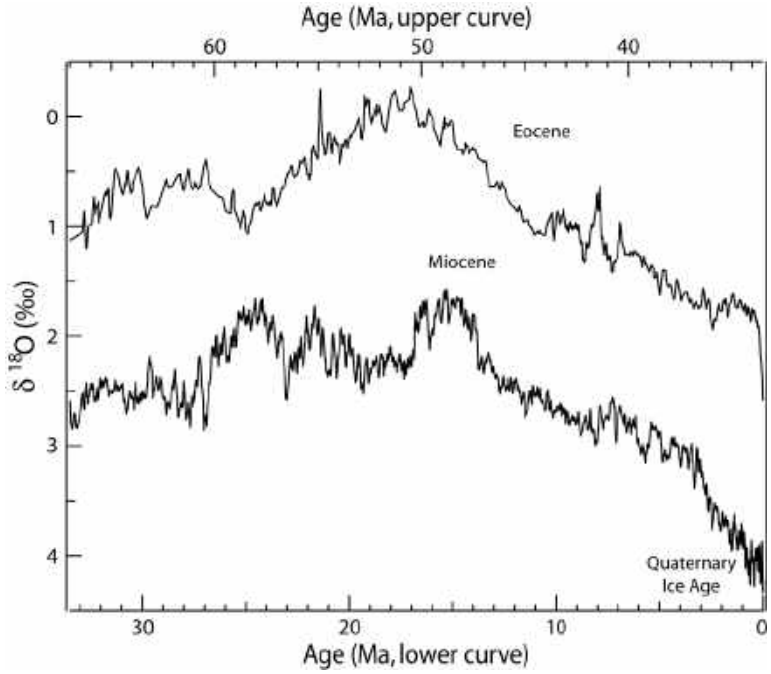


Fig. 9.9 Simetría en los registros indirectos de temperatura del Cenozoico
Datos proxy de temperatura $\delta^{18}O$ para los últimos 67 Myr de Zachos (2011), como en la Fig. 9.8. Los periodos 67-33,5 y 33,5-0 Ma se han superpuesto para mostrar la sorprendente similitud.

Utilizando una base de datos de 17.797 géneros fósiles de animales marinos, Rohde & Muller (2005) mostraron que la periodicidad principal en la diversidad de metazoos marinos es un ciclo de 62 ±3 Myr (Fig. 9.10b, d), con una segunda periodicidad a 140 ±15 Myr (Fig. 9.10c, d). La periodicidad de 32 Myr podría ser un armónico de baja potencia como se sugiere en la parte Cenozoica de los datos (Fig. 9.10b, d, flechas).

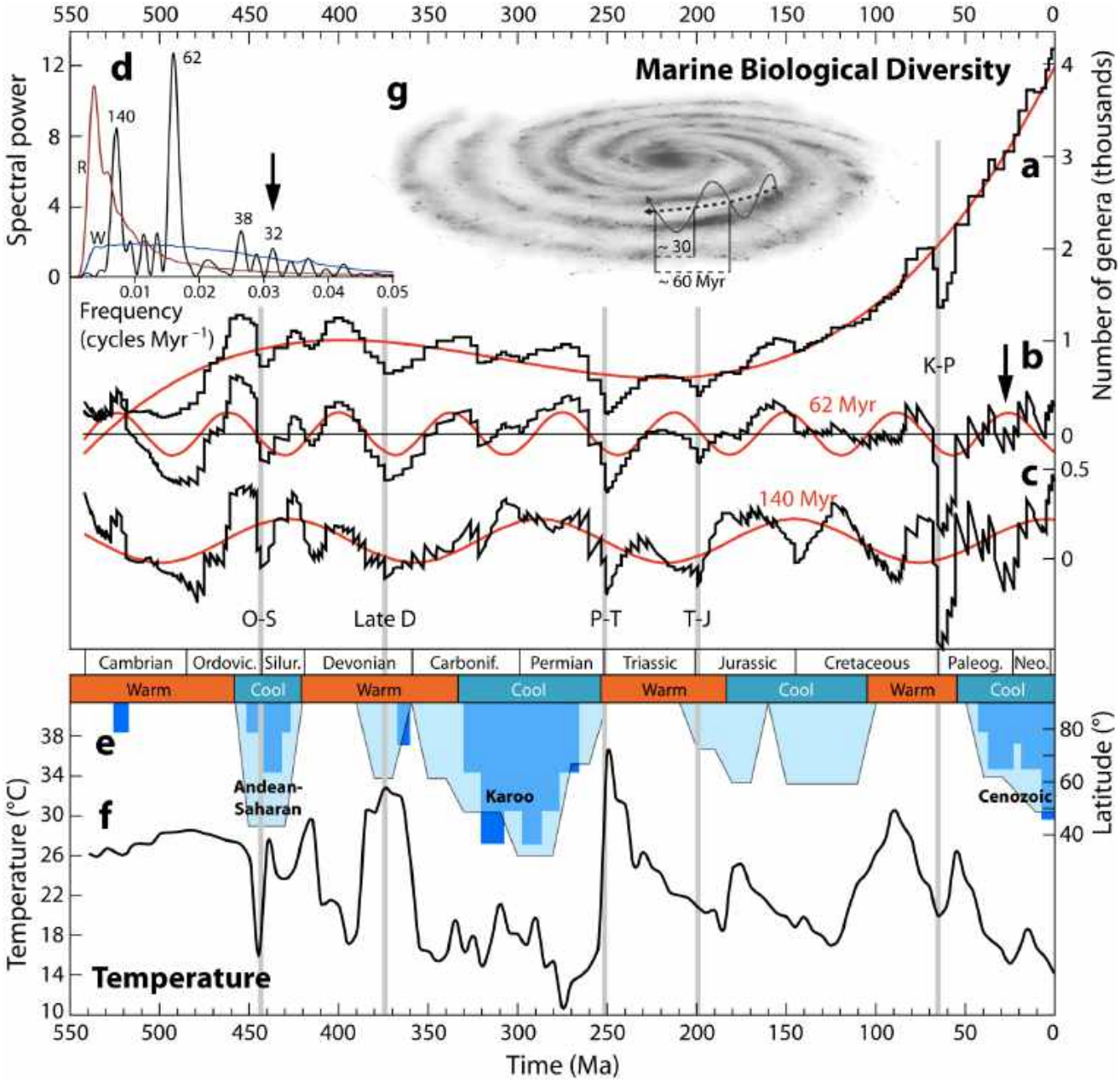


Fig. 9.10 Diversidad biológica y ciclos climáticos
a) Número de géneros de animales marinos a lo largo del tiempo en el conjunto de datos de 17.797 fósiles utilizado por Rohde y Muller (2005). La línea roja es un ajuste polinómico de tercer orden. **b)** Los mismos datos después de detraer la tendencia. La línea roja es una onda sinusoidal de 62-Myr ajustada a los datos. **c)** Datos sin tendencia después de restar también el ciclo de 62-Myr, y con una onda sinusoidal de 140-Myr ajustada a los datos. **d)** Espectro de Fourier de los datos sin tendencia en (b). Las curvas R (roja) y W (azul) son estimaciones del ruido espectral rojo y blanco. (a) a (d) según Rohde & Muller (2005). Las flechas en (b) y (d) apuntan a la posibilidad de una periodicidad subarmónica de 32-Myr. Las barras verticales grises indican las cinco mayores extinciones masivas de fauna marina. O-S, Ordovícico-Silúrico; D tardío, Devónico tardío; P-T, Pérmico-Triásico; T-J, Triásico-Jurásico; K-P, Cretácico-Paleógeno. La periodicidad de la diversidad biológica marina de 140-Myr en (c) muestra una clara correlación con los indicadores climáticos. **e)** Alternancia en los Modos Cálido y Frío (según Frakes et al. 1992), e indicadores glaciares (escala derecha en latitud alcanzada; Evidencia de balsas de hielo (áreas azules heladas; según Frakes & Francis 1988), y evidencia geológica directa de glaciación (áreas azules y azules; según Crowley 1998) **f)** Reconstrucción de la temperatura media global basada en evidencia geológica y estudios isotópicos (curva negra, escala izquierda; según Scotese 2018). **g)** Diagrama que muestra la oscilación del Sistema Solar de c. 60 Myr con respecto al plano galáctico, cruzándolo cada c. 30 Myr, mientras rodea su núcleo, que se ha propuesto como causa de periodicidades en extinciones biológicas (Schwartz & James 1984), y oscilaciones climáticas (Shaviv 2006).

Desde principios del siglo XX se ha propuesto en múltiples ocasiones la existencia de una periodicidad de 30 milisegundos en diversos fenómenos geológicos, por lo general sobre la base de débiles fundamentos estadísticos. En 1984,

Rampino y Stothers (1984a) propusieron una periodicidad de 33 ±3 Myr en las principales perturbaciones geológicas (niveles bajos del mar, discontinuidades en la extensión del fondo marino, episodios tectónicos e inversiones geomagnéticas) y en las fechas de los cráteres de impacto terrestre durante el Mesozoico y el Cenozoico. Ese mismo año, Raup & Sepkoski (1984) publicaron la existencia de una periodicidad de 26 Myr en las extinciones de fauna fósil marina, y su artículo fue seguido inmediatamente por la propuesta de que los cráteres de impacto eran los responsables, y que el cruce del plano galáctico por el sistema solar era la causa última (Rampino & Stothers 1984b; Schwartz & James 1984). La controversia sobre esta hipótesis continúa hasta nuestros días. Después de tres décadas, la periodicidad en las extinciones de fauna marina parece sólida y se ha refinado hasta el nivel de género, y utilizando escalas de tiempo geológicas más recientes se ha establecido en 27 Myr (Melott & Bambach 2014). La periodicidad de los cráteres de impacto terrestres se atribuye ahora a la materia oscura en el plano medio galáctico (Randall & Reece 2014; Rampino & Caldeira 2015), pero aún se discute por motivos estadísticos (Erlykin et al. 2017). La causa de las extinciones masivas es de interés periférico a la cuestión climática, ya que diferentes extinciones masivas parecen responder a diferentes causas. La asociación de muchas de ellas a grandes erupciones de provincias ígneas parece clara (Bond & Grasby 2017), y no se aprecia ningún ciclo climático de 27 años en el registro climático.

La correlación entre biodiversidad y clima es, sin embargo, una cuestión crítica. La productividad y disponibilidad de nutrientes depende en gran medida de factores climáticos como la temperatura, las precipitaciones, la erosión, la fertilización aérea, el afloramiento oceánico y los niveles de CO2 . Se espera que los cambios climáticos provoquen cambios en la biodiversidad tanto en el pasado como durante el calentamiento global moderno. Las pruebas demuestran esta correlación. Los datos de biodiversidad de la fauna marina fósil (Rohde & Muller 2005), después de detraer y sustraer la señal de 62-Myr, muestran principalmente su señal periódica de 140-Myr (Fig. 9.10c). Este ciclo de 140-Myr en la biodiversidad es una imagen especular de la reconstrucción de la temperatura (Fig. 9.10f; Scotese 2018), y muestra una coincidencia casi perfecta con la alternancia entre periodos cálidos y fríos (Frakes et al. 1992), y con indicadores glaciares (Frakes & Francis 1988; Fig. 9.10e). Este es un resultado importante porque dos indicadores que deberían estar relacionados según los conocimientos teóricos, muestran independientemente el mismo patrón. Hasta donde sabemos, este patrón no es mostrado por reconstrucciones o modelos de CO2 (Fig. 9.4). La biodiversidad de la fauna marina no está relacionada con la temperatura, ya que suele ser mayor durante los periodos fríos de y menor durante los periodos cálidos. Esto es coherente con nuestro conocimiento de que la productividad terrestre y oceánica responden de forma diferente a la temperatura global. Los periodos fríos favorecen la oxigenación del agua y aumentan la solubilidad del CO2 . Con el enfriamiento, aumenta el gradiente de temperatura entre los polos y el ecuador, lo que favorece el desarrollo de fuertes vientos zonales y una termoclina más fuerte que provoca un aumento del afloramiento y un mayor reciclado de nutrientes (Vincent & Berger 1985). También aumenta la disponibilidad de fósforo en el océano abierto (Palastanga et al. 2013), y un flujo de polvo más fuerte produce mayores niveles de hierro soluble (Conway et al. 2015), lo que resulta en una mayor productividad y una utilización más eficiente de los nutrientes (Martínez-García et al. 2014). Como ilustración de esta mayor productividad oceánica durante los periodos fríos, responsable del aumento de la biodiversidad, las ballenas barbadas, los animales más grandes que han habitado el planeta, desarrollaron su gigantismo durante la Edad de Hielo del Cenozoico Tardío debido a la intensificación del afloramiento costero (Slater et al. 2017).

9.4 Forzamiento radiativo y efecto antropogénico

El efecto que los cambios en los gases de efecto invernadero atmosféricos tienen sobre el clima se define y cuantifica a través de los cambios en el forzamiento radiativo. Conceptualmente, se supone que el cambio climático se debe a una causa externa (forzamiento) o a la variabilidad interna. La figura 9.11 muestra una representación esquemática del sistema climático con muchos subsistemas y procesos importantes. Todo lo que no está afectado por el sistema climático se considera externo, aunque la distinción no es absoluta. Por ejemplo, los volcanes suelen ser externos al sistema climático, aunque se sabe que su frecuencia responde a los cambios en el nivel del mar y a la carga de la capa de hielo durante las deglaciaciones (Huybers & Langmuir 2009; véase la sección 11.2). Los forzamientos provocan el cambio climático, mientras que las retroalimentaciones responden al cambio climático, afectando positiva o negativamente a la amplitud del cambio con respecto a la dirección del cambio provocado por el forzamiento. La situación se vuelve confusa porque un mismo factor puede ser una retroalimentación si se produce de forma natural en respuesta al cambio climático, y simultáneamente un forzamiento si es producido por el ser humano. Varios gases de efecto invernadero se encuentran en esa situación.

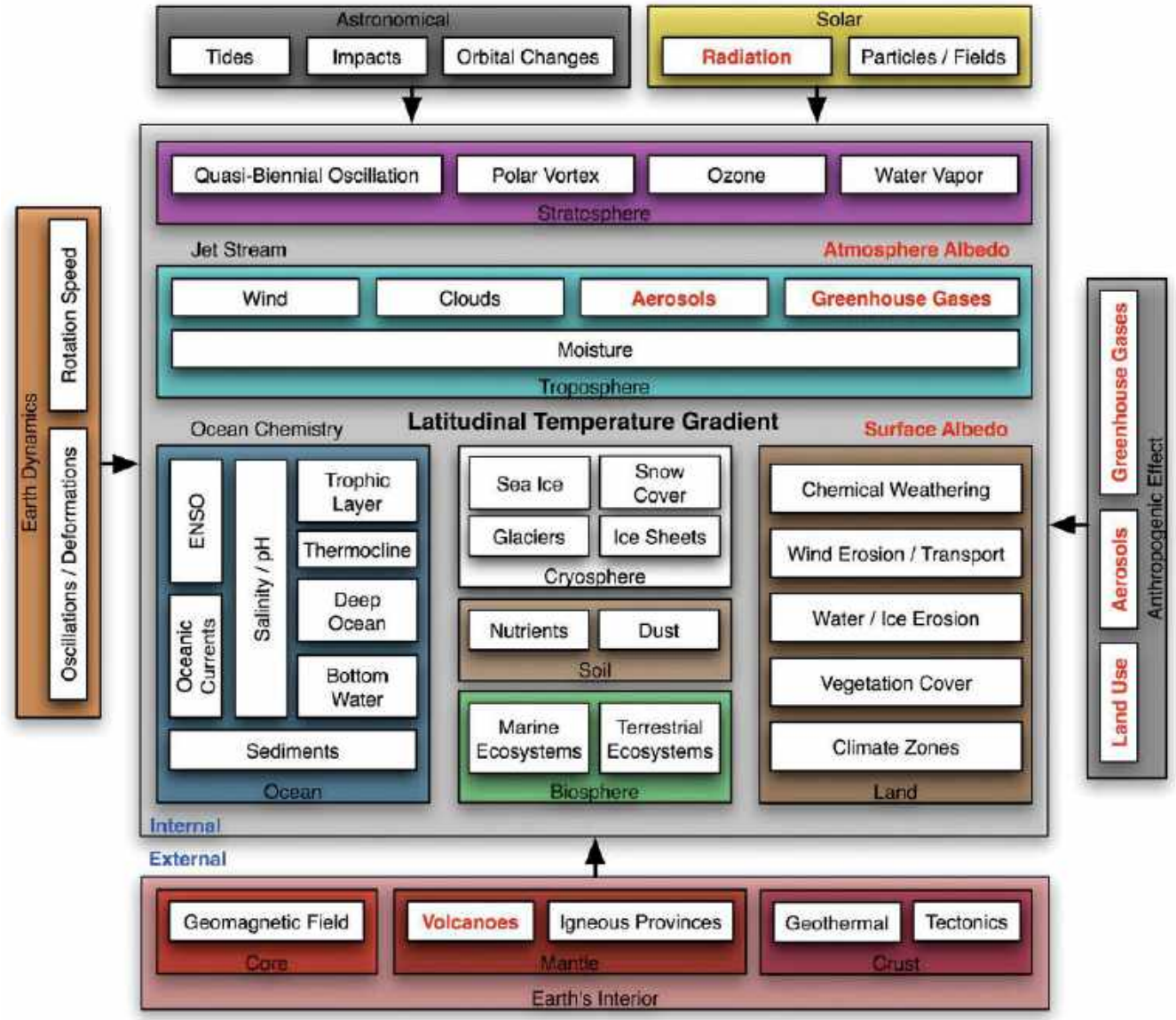


Fig. 9.11 Representación esquemática simplificada del sistema climático de la Tierra
Los diferentes subsistemas se muestran con diferentes colores de fondo. Los fenómenos y procesos climáticos que afectan al clima en recuadros blancos. Los subsistemas y fenómenos dentro del recuadro central de color perla se consideran generalmente internos al sistema climático, y todo lo demás, como normalmente no afectado por el clima (con algunas excepciones), externo. Algunas propiedades o fenómenos importantes en la interfaz entre subsistemas se colocan fuera de las cajas. El gradiente de temperatura latitudinal (de ecuador a polo) es una propiedad central del sistema climático que cambia continuamente y define el estado térmico del planeta (véase Scotese 2016). Para simplificar, se han omitido las líneas que unen recuadros relacionados. Los nombres en negrita y en rojo son los principales contribuyentes a los cambios en el balance radiativo que, según el IPCC, son casi exclusivamente responsables del Calentamiento Global Moderno.

La naturaleza termodinámica del clima establece que la energía de que dispone el sistema climático para realizar trabajo es la energía que entra en el sistema y, para estar en equilibrio, debe coincidir con la energía que sale de él. El trabajo se realiza mediante la conversión de la radiación de onda corta (SR) en radiación infrarroja (IR), una forma de energía más degradada. La correspondencia entre la energía entrante y la saliente se conoce como balance energético. En ausencia de alteraciones en el balance energético, el cambio climático puede seguir estando impulsado por la variabilidad interna, pero las diferencias significativas en el balance energético siempre deberían dar lugar a cambios climáticos. Se sabe que las energías geotérmica y mareomotriz son demasiado pequeñas o varían demasiado poco como para afectar al sistema (Davies & Davies 2010; Egbert & Ray 2000). Se presupone que los únicos cambios que pueden afectar al balance energético son los cambios radiativos. Esta suposición sólo es correcta si tenemos suficientes conocimientos sobre otros forzamientos conocidos para descartarlos, y si no hay otros forzamientos significativos desconocidos. Es discutible que nuestro nivel de conocimiento sea suficiente para que esa presuposición sea correcta, y los efectos no lineales de la variabilidad solar (Gray et al. 2010; véanse

las Secciones 11.6 y 11.7), y el efecto de los rayos cósmicos galácticos (Svensmark et al. 2016), son áreas activas de investigación que la cuestionan. No obstante, el forzamiento radiativo (FR) se define como el cambio neto en el balance energético del sistema terrestre debido a alguna perturbación impuesta (Myhre et al. 2013):

$$RF = \Delta(E_{(in)} - E_{(out)}) = \Delta E_{in} - \Delta E_{out}$$

Llegados a este punto, toda la complejidad del sistema climático representado (de forma simplificada) en la Fig. 9.11 se ha reducido a los factores mostrados en rojo, el resto de factores se consideran subordinados. Sin embargo, la ventaja de la RF es que nos permite calcular el efecto teórico de cada uno de los factores que afectan al balance energético. El IPCC presentó un resultado sorprendente para este cálculo teórico (Myhre et al. 2013; IPCC 2014 SPM; Fig. 9.12). El forzamiento radiativo neto para los factores naturales combinados que se sabe que afectan al balance energético para las seis décadas entre 1951-2010 se calculó en 0 W/m^2. En otras palabras, el marco teórico no encuentra ninguna contribución natural (positiva o negativa) al calentamiento neto observado. Según este paradigma, los seres humanos son responsables del 120% del calentamiento observado, así como del 20% de enfriamiento procedente de los aerosoles necesario para establecerse en el 100%.

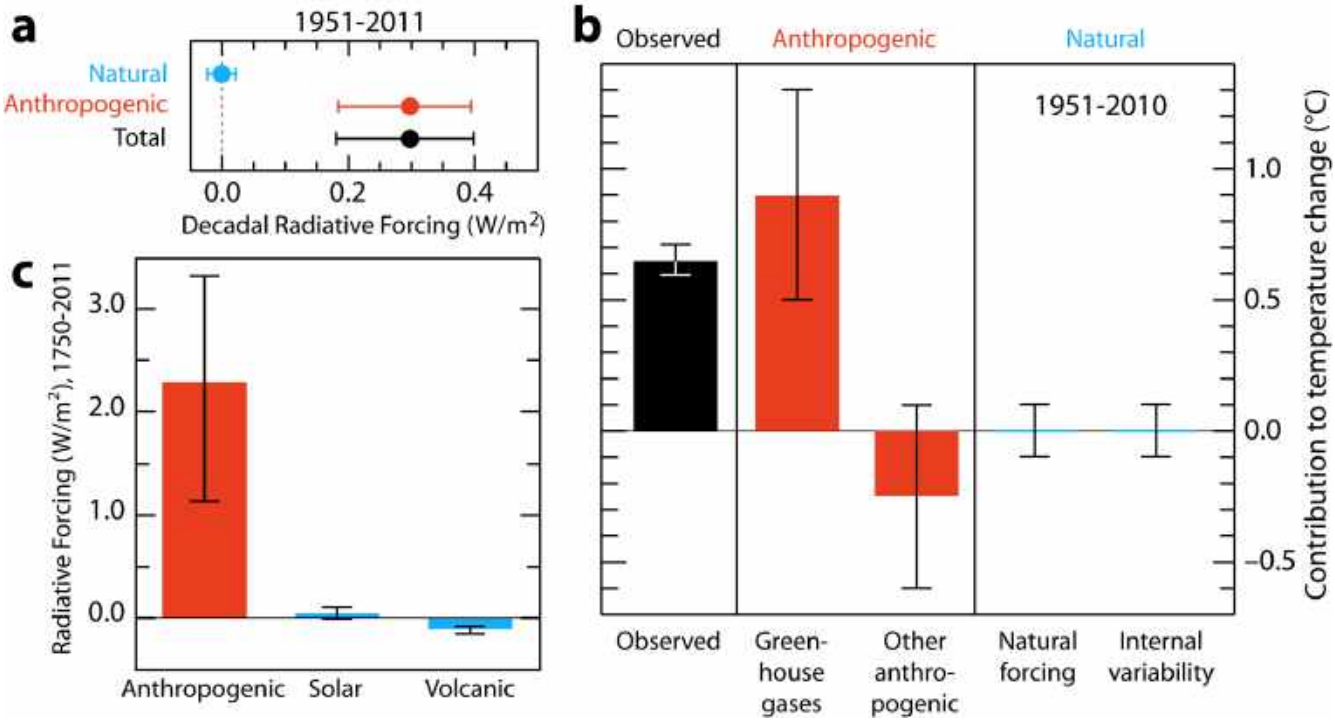


Fig. 9.12 Contribución del forzamiento radiativo antropogénico y natural al cambio climático
a) Tendencia lineal del forzamiento antropogénico, natural y total para el periodo 1951-2011 (con un rango de confianza del 5-95%). Según Myhre et al. 2013. **b)** Contribuciones evaluadas al cambio observado de la temperatura de la superficie durante el periodo 1951-2010 (barra negra con un intervalo de confianza del 5-95%). Las contribuciones relativas (barras coloreadas) se basan en observaciones combinadas con simulaciones de modelos climáticos. Según los modelos, los forzamientos antropogénicos combinados son responsables de casi todo el calentamiento. Según el Resumen para Responsables de Políticas del Informe de Síntesis del IPCC (2014). **c)** Cambio del forzamiento radiativo medio anual mundial de 1750 a 2011 debido a las actividades humanas, los cambios en la irradiancia solar total y las emisiones volcánicas. Las barras indican un intervalo de confianza del 5 al 95%. Durante este periodo, el forzamiento solar ha oscilado entre el mínimo y el máximo solar entre -0,11 y +0,19 W/m^2. El forzamiento radiativo de las emisiones volcánicas es pequeño en promedio porque es de corta duración. Según Wuebbles et al. (2017).

La sorprendente proposición de que casi todo el cambio de forzamiento radiativo, y por tanto el cambio climático, desde 1750 se ha debido a la contribución humana (Fig. 9.12c) debería ser recibida con el debido escepticismo. Sin embargo, es la conclusión inevitable del paradigma climático del IPCC. La complejidad del sistema climático (la Fig. 9.11 es una gran simplificación) garantiza oscilaciones caóticas y paseos aleatorios que deben dar lugar a oscilaciones intrínsecas sobre las que forzamientos continuamente variables imponen mayores cambios a través de la interferencia y la resonancia. Los registros indirectos apoyan los cambios climáticos continuos en todas las escalas temporales. *El clima "es" cambio climático*. El cambio es intrínseco a un sistema dinámico muy complejo y fuertemente regulado que ha mantenido condiciones compatibles con la vida durante eones. La creencia en un clima estable y benigno que se desequilibra repentinamente por la acción humana es, con toda probabilidad, errónea. El resultado teórico de que el cambio climático natural cesó en el momento en que las emisiones antropogénicas de GEI empezaron a alterar los niveles atmosféricos es indicio de una hipótesis errónea. Hace

sospechar que se ha sobrestimado gravemente el forzamiento antropogénico. Hay indicios de esta sobreestimación. Los modelos han sido obligados a reproducir los cambios históricos de las anomalías de temperatura, pero divergen rápidamente de las observaciones en el siglo XXI sin restricciones (véase la Fig. 13.10). En el informe especial del IPCC de 2018 "Calentamiento global de 1,5 °C" (Cap. 2, 2.2.2.2 en el informe) el presupuesto de CO2 para alcanzar +1,5 ° C es más del doble del publicado sólo cuatro años antes en el Quinto Informe de Evaluación del IPCC. Pasa de 400 a 860 Gt de CO2 . Este aumento, producido por un cambio de metodología, equivale a reducir la RF de CO2 a la mitad para el periodo considerado, o a una década de emisiones humanas sin efecto climático.

9.5 Retroalimentaciones climáticas

Una retroalimentación se produce cuando parte de la producción de un sistema se suma o se resta a la entrada modificando el resultado. Las retroalimentaciones amplificadoras son positivas y las amortiguadoras negativas. Los sistemas dominados por retroalimentaciones negativas son intrínsecamente estables y los sistemas en los que predominan las retroalimentaciones positivas son inestables. Se sabe que el sistema climático de la Tierra es estable ya que, a diferencia de otros planetas, ha mantenido un estrecho rango de variabilidad de temperatura compatible con la vida durante casi cuatro mil millones de años, durante los cuales todo tipo de acontecimientos lo han empujado hacia ambos extremos de temperatura. Las retroalimentaciones climáticas no pueden observarse, ya que por definición son el efecto de una variable sobre otra. La relación de retroalimentación entre variables correlacionadas sólo puede inferirse probabilísticamente o estimarse con modelos. En el mismo sentido, las retroalimentaciones no pueden deducirse de las observaciones, sino de la teoría o de las observaciones de los modelos. En un sistema complejo como el climático existe una gran incertidumbre sobre si se han identificado correctamente todas las retroalimentaciones relevantes.

Los modelos climáticos son representaciones matemáticas del intercambio de energía entre el sistema climático y el espacio. Los modelos intentan determinar los efectos de los cambios radiativos sobre una hipotética temperatura media de la superficie. El punto de partida de todo modelo climático es que los cambios en la entalpía (contenido de calor) son la diferencia entre la radiación de onda corta absorbida y la radiación de onda larga saliente (ASR y OLR; Fig. 9.2). En equilibrio ambas son iguales y no hay flujo neto en la parte superior de la atmósfera ($F_{TOA}= 0$). Cuando se produce un cambio en la RF que provoca un flujo de radiación hacia el sistema (R), como un aumento de los GEI o de la irradiancia solar, se produce un cambio en la temperatura de la superficie (T_s) proporcional a la capacidad calorífica efectiva de una columna atmósfera-océano (C). Este calentamiento de la superficie provoca un cambio compensatorio en las emisiones de la parte superior de la atmósfera ($\Delta F_{TOA)}$:

$$C\ \partial T_s/\partial t = ASR - OLR$$

En equilibrio ambos términos son cero y la temperatura no cambia. Cuando es perturbado por un forzamiento radiativo tenemos:

$$C\ \partial T_s/\partial t = R + \Delta F_{TOA}$$

El supuesto clave en el análisis de la retroalimentación climática es que los cambios en el flujo radiativo son proporcionales a los cambios en la temperatura de la superficie.

$$\Delta F_{TOA} = \alpha \Delta T_{(s)} \quad [1]$$

donde α es una constante de proporcionalidad entre el cambio de temperatura y el cambio resultante en el flujo radiativo, con unidades de W $m^{(-2)\ K(-1)}$. Es el parámetro de retroalimentación climática y representa el aumento de OLR por unidad de calentamiento global. Es recíproco al parámetro de sensibilidad climática, λ, el calentamiento global en estado estacionario por unidad de forzamiento radiativo en $m^2K\ W^{-1}$, que para una duplicación de CO2 constituye la sensibilidad climática de equilibrio (SCE).

Las retroalimentaciones climáticas derivadas de la teoría se han investigado con modelos, ya que no pueden medirse. En principio, las observaciones deberían ser capaces de restringir el rango de valores de retroalimentación climática, pero no hemos tenido mucho éxito en ello. Esta es la razón por la que después de 40 años no hemos sido capaces de restringir el rango de posibles valores del SCE presentado en el Informe Charney (Charney et al. 1979; Fig. 9.1). Sin embargo, esta parte de la ciencia climática es crítica, ya que la mayoría de los efectos de las emisiones antropogénicas relacionados con la temperatura dependen de retroalimentaciones que amplifican el efecto de forzamiento radiativo del CO2 . El supuesto de que los cambios en la temperatura dependen linealmente sólo de los cambios en el flujo radiativo [1], permite descomponer α en procesos de retroalimentación individuales. Los más importantes considerados son:

- La retroalimentación de Planck. Cuanto más caliente está un objeto, más irradia. Todos los modelos coinciden en el valor de esta retroalimentación en -3,3 W $m^{(-2)\ K(-1)}$. La retroalimentación de Planck a menudo no se considera con el resto de retroalimentaciones climáticas (Fig. 9.13).

• Retroalimentaciones positivas rápidas: La retroalimentación del vapor de agua es la mayor de las restantes retroalimentaciones climáticas, según los modelos. El calentamiento de la atmósfera aumenta su contenido absoluto de humedad, y como el vapor de agua es un fuerte GEI produce un bucle de retroalimentación positiva. Los modelos consideran que esta retroalimentación duplica aproximadamente el calentamiento provocado por el CO2 . Sin embargo, hasta ahora no se ha determinado correctamente la respuesta del vapor de agua al calentamiento global. La retroalimentación hielo-albedo produce otro bucle en el que el derretimiento del hielo genera un calentamiento adicional de la superficie que provoca el derretimiento de más hielo. Se supone que es importante para la amplificación del Ártico, pero en general es menos importante porque la mayor parte del albedo global tiene lugar en la atmósfera.

• Se desconoce el signo de la retroalimentación de las nubes, ya que las nubes bajas crean una retroalimentación negativa al aumentar el albedo, mientras que se supone que las nubes altas son una retroalimentación positiva al reflejar más IR hacia abajo que SR hacia arriba. Además, por la noche todas las nubes dirigen más IR hacia el suelo que los cielos despejados. Algunos modelos dan un pequeño valor neto de retroalimentación negativa mientras que otros dan una gran retroalimentación positiva.

• Una retroalimentación negativa rápida es la retroalimentación de la tasa de lapso. La tasa de evaporación es la velocidad a la que la temperatura del aire disminuye con la altura. Como el efecto invernadero calienta la atmósfera más que la superficie en los trópicos, la tasa de lapso disminuye. Como consecuencia, la emisión de OLR aumenta con respecto a un aumento vertical homogéneo de la temperatura, reduciendo el calentamiento en la superficie. En latitudes altas, un menor vapor de agua y una superficie más fría provocan un mayor calentamiento en la superficie y una retroalimentación positiva de la tasa de lapso, pero el efecto tropical domina, y se cree que la retroalimentación de la tasa de lapso es negativa.

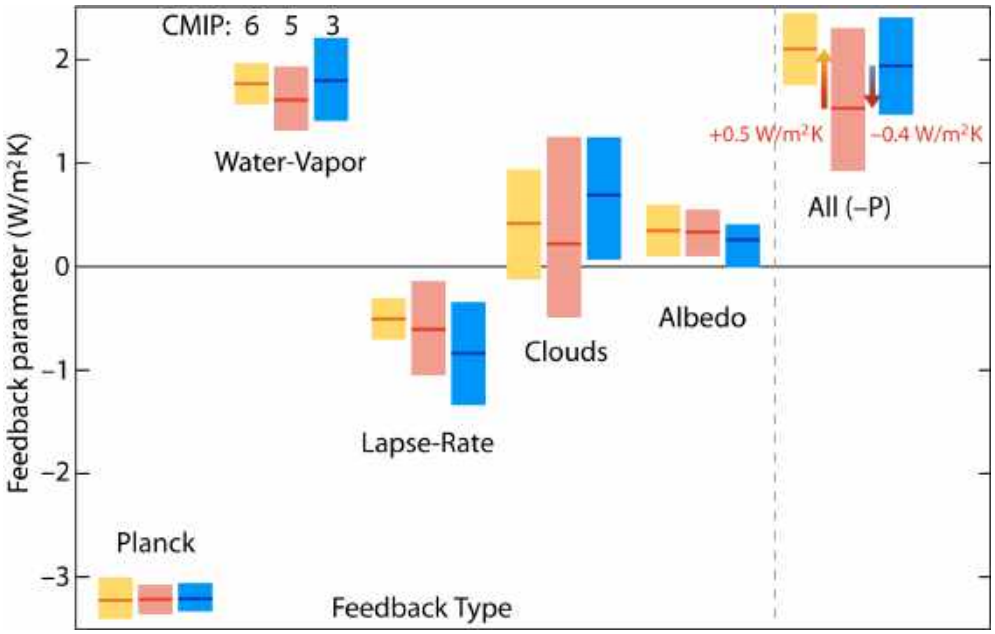


Fig. 9.13 Intensidad de la retroalimentación climática
Valor del parámetro de retroalimentación de retroalimentaciones individuales para los modelos CMIP3 (columnas de la derecha), CMIP5 (columnas centrales), CMIP6 (columnas de la izquierda) y promedio de intercomparación de modelos (líneas gruesas centrales). Todos (-P), suma de las retroalimentaciones excepto Planck. Las retroalimentaciones corresponden a un aumento brusco de cuatro veces la concentración de CO2 . La flecha marca la disminución del 20% en la fuerza de retroalimentación del valor medio de CMIP3 a CMIP5 y el aumento del 33% de CMIP5 a CMIP6. Según Flato et al. (2013) y Forster et al. (2021).

Las retroalimentaciones rápidas globales, sin incluir la retroalimentación de Planck, se estiman en c. 1,5-2,0 W $m^{(-2)\,K(-1)}$ (Fig. 9.13), por lo que se espera que la mayor parte del calentamiento a corto plazo provenga de ellas. Luego tenemos las retroalimentaciones lentas que son altamente especulativas y difíciles de estimar. En las escalas temporales pertinentes, la mayoría de las consideradas son positivas. Se espera que la retroalimentación del ciclo del carbono libere grandes reservas de carbono secuestrado (permafrost y descomposición de la turba) y metano (permafrost y clatrato de los fondos marinos). También se espera que se produzcan cambios en la cubierta vegetal (descomposición de la selva tropical por desecación, incendios forestales, desertización), con un resultado más mixto, ya que se espera que se libere carbono, pero podría aumentar el albedo.

Los estudios sobre la retroalimentación climática son claramente un tema científico inmaduro y los resultados deben tomarse con cautela, sobre todo debido a una posible inclinación hacia la publicación de informes que apoyan las grandes retroalimentaciones positivas. Si las retroalimentaciones climáticas estuvieran realmente tan sesgadas hacia lo positivo, es

razonable preguntarse por qué la Tierra no ha sido congelada y esterilizada por el calor repetidamente en una historia tan larga. Actualmente, la temperatura media de la superficie del planeta se aproxima a los 14,5 ° C, lo que se sitúa dentro del 10% más frío del Fanerozoico (Fig. 9.4b). La temperatura media del planeta durante los últimos 540 millones de años ha sido de alrededor de 19 ° C (c. 4 ° C más cálida que ahora; Scotese 2018), y varias de las grandes excursiones de $\delta^{13}C$ asociadas a la gran actividad volcánica han tenido lugar en épocas que eran aún más cálidas. Es posible que, dada la dificultad de identificar y cuantificar las retroalimentaciones, se haya sobrestimado la respuesta global de retroalimentación positiva. De CMIP3 (2010) a CMIP5 (2014), la retroalimentación rápida global disminuyó en -0,4 W $m^{(-2)\,K(-1)}$, una reducción del 20% en solo cuatro años. De CMIP5 a CMIP6 (2021) la retroalimentación rápida global aumentó en +0,5 W $m^{(-2)\,K(-1)}$, un aumento del 33% (Fig. 9.13). Un problema con el último aumento es que los modelos se vuelven inverosímilmente calientes (Voosen 2021).

9.6 La hipótesis del CO2 del cambio climático

Cuando analizamos el balance energético global observamos que el agua está implicada en la mayoría de los términos:

- Evaporación
- Calor latente de fusión
- Calor latente de vaporización, igual y de signo opuesto en la media global, pero vaporización en la superficie del océano y condensación en la troposfera
- Albedo de las nubes y reflexión IR
- Efecto invernadero troposférico
- Efecto invernadero estratosférico
- Absorción del RE atmosférico
- Albedo superficial
- Transporte de entalpía por la atmósfera y los océanos

Además, el agua es extraordinariamente abundante en sus tres estados. Su papel en el cambio climático no se ha explicado adecuadamente. Las pruebas de isótopos de oxígeno indican que la proporción entre sus tres estados ha seguido de cerca el cambio climático durante millones de años. A partir de Arrhenius se asumió que, puesto que la abundancia de vapor de agua y el cambio de estado del agua responden a la temperatura, el vapor de agua no podía ser responsable del forzamiento del cambio climático y sólo debía ser una retroalimentación. Sin embargo, esta suposición descarta, sin pruebas, la existencia de cambios de estado del agua y/o de distribución del vapor de agua no lineales o independientes de los cambios de temperatura. Nuestro limitado conocimiento del sistema climático podría hacernos pasar por alto fenómenos que, dada la importancia y abundancia del agua, podrían afectar significativamente al cambio climático. Un ejemplo de ello fue el descubrimiento en 2010 de que los cambios decenales del vapor de agua estratosférico contribuían de forma significativa al ritmo del calentamiento global (Solomon et al. 2010). Según las estimaciones, entre el 20 y el 30% del calentamiento durante la década de 1990 podría atribuirse a un factor que no estaba incluido en los modelos climáticos, ya que hasta hace poco los modelos de circulación general despreciaban por completo la estratosfera. El vapor de agua estratosférico parece estar controlado principalmente por la temperatura de la superficie del mar del Indo-Pacific Warm Pool, el punto frío tropical de la temperatura troposférica y El Niño/Oscilación del Sur, y como afirman los autores *"Por tanto, no está claro si los cambios en el vapor de agua estratosférico representan una retroalimentación del cambio climático medio global o una fuente de variabilidad decenal"* (Solomon et al. 2010).

En el planeta Tierra, el calentamiento resultante de un cambio en los GEI es consecuencia de la interacción entre el efecto invernadero y el ciclo hidrológico. Y mientras que el primero se conoce bien, el segundo no. Todos los modelos que predicen un fuerte calentamiento debido al aumento del CO2 atmosférico provocado por las emisiones humanas lo hacen porque incluyen una retroalimentación hidrológica fuertemente positiva (retroalimentación de vapor de agua, nubes y albedo). Si la retroalimentación hidrológica fuera débil, el calentamiento sería modesto. Y tenemos problemas para medir la respuesta del ciclo hidrológico al calentamiento. Si los datos de temperatura son escasos, incompletos y llenos de inhomogeneidades, los de vapor de agua son mucho peores. Solo se ha medido a escala mundial muy recientemente y las distintas formas de medirlo arrojan resultados estadísticamente diferentes (Schröder et al. 2016). El conjunto de datos multimétodo de vapor de agua global del Proyecto de Vapor de Agua de la NASA no muestra ninguna tendencia discernible en el agua precipitable total de 1988-2009 (Vonder Haar et al. 2012; Fig. 9.14). Sin embargo, los datos de radiosonda, las observaciones pasivas por satélite de microondas y las mediciones terrestres del sistema de posicionamiento global muestran tendencias positivas diferentes (Wang et al. 2016). Mientras que los datos sugieren que el vapor de agua ha aumentado de forma más consistente sobre el océano, la situación sobre la tierra es más compleja, con grandes regiones que muestran tendencias opuestas (Zhang et al. 2018b). Es posible que se necesiten décadas para obtener conjuntos de datos de vapor de agua suficientemente largos y fiables para resolver el papel del ciclo hidrológico en el calentamiento global.

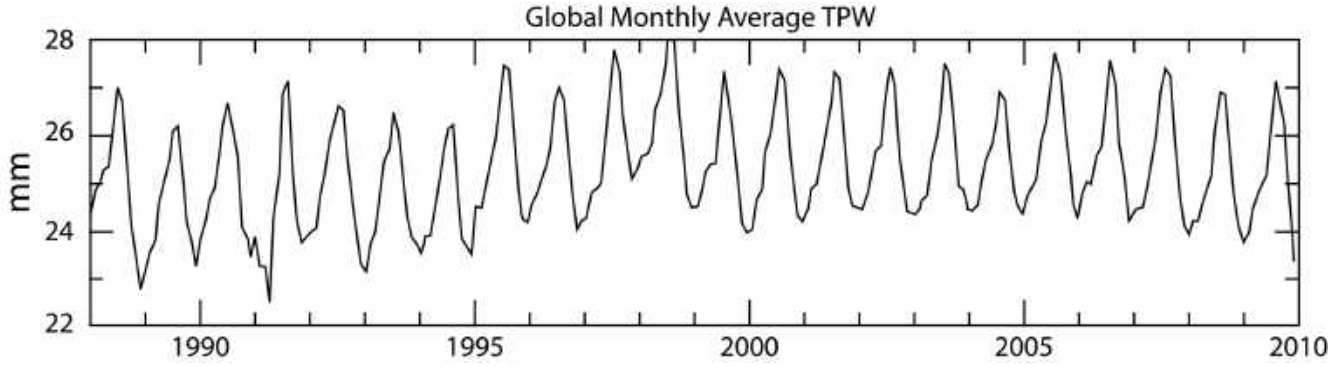


Fig. 9.14 Variabilidad estacional e interanual del contenido de vapor de agua atmosférico
Media mensual global 1988-2009 en agua precipitable total, la cantidad de vapor de agua en una columna atmosférica de 1 m^2medida en mm. Datos del proyecto multimétodo de vapor de agua de la NASA NVAP-MEaSUREs. Según Vonder Haar et al. (2012).

Parece que descartar el papel del ciclo hidrológico en el cambio climático, aparte de responder simplemente a los cambios de temperatura, es un poco prematuro. Sin embargo, eso es lo que hace la hipótesis del CO2 del cambio climático. Al centrarse exclusivamente en los cambios radiativos debidos a los GEI y asignar al vapor de agua exclusivamente un papel de retroalimentación según la relación Clausius-Clapeyron, la hipótesis afirma que el CO2 es *"el principal mando de control que rige la temperatura de la Tierra"* (Lacis et al. 2010), y *"el principal impulsor del clima del Fanerozoico"* (Royer et al. 2004). Es importante distinguir entre la GHE, que explica las temperaturas planetarias en función de la composición de sus GEI, y la hipótesis del CO2 , que explica los cambios climáticos en función de los cambios del CO2 . Hay muchas pruebas a favor de la GHE, pero sólo pruebas circunstanciales, en el mejor de los casos, a favor de la hipótesis del CO2 . La importante función no condensante de impedir que el agua se congele fuera de la atmósfera casi por completo, dando lugar a una Tierra Bola de Nieve (Lacis et al. 2010) probablemente puede lograrse con niveles de CO2 tan bajos como 40-80 ppm.

La hipótesis del CO2 ofrece una respuesta sencilla a una pregunta compleja. ¿Por qué cambia el clima? Principalmente porque cambian los niveles atmosféricos de CO2 . Dado que los humanos hemos cambiado los niveles de CO2 , somos responsables de todo el calentamiento global observado desde el fondo de la LIA (Fig. 9.12c). Dado que los niveles de CO2 se correlacionan con los cambios de temperatura en los registros de los núcleos de hielo de la Antártida, el ciclo glaciar forzado por Milankovitch es *"consistente con un papel importante del CO2 en la conducción del cambio climático global a lo largo de los ciclos glaciares"* (Shakun et al. 2012). Que una explicación tan simplista para un tema tan complejo como el cambio climático haya podido convencer a tantos científicos y convertirse en la hipótesis dominante en este campo es algo que probablemente estudiarán los futuros historiadores de la ciencia. Mientras tanto, para restablecer un poco la cordura, recordemos que la hipótesis del CO2 fue derrotada en el Pleistoceno por Milankovitch (Hays et al. 1976), no apoyada por pruebas durante el Holoceno (Liu et al. 2014), contradicha por el registro indirecto de CO2 durante el Cenozoico (Fig. 9.8), e inconsistente con los registros climáticos de la mayor parte del Fanerozoico (Fig. 9.4). Todo lo que queda es la coincidencia de valores muy bajos de CO2 durante la Edad de Hielo del Karoo y el Cenozoico, una solución muy especulativa a la Paradoja del Sol Tenue, y la coincidencia en el aumento de CO2 y el aumento de temperatura en el periodo 1975-2000. Muy poco que demostrar para tan grandiosa afirmación. Una hipótesis más realista sobre el CO2 sería considerarlo la llama piloto que mantiene vivo el termostato durante las glaciaciones para encender el verdadero termostato, el ciclo hidrológico, una vez pasadas éstas. Sin duda, los aumentos importantes de CO2 tienen un efecto significativo sobre las temperaturas. Existe una teoría sólida y pruebas suficientes para ello. Pero las pruebas no apoyan un efecto tan grande como afirman los modelos. En palabras del estadístico británico George Box: *"Recuerde que todos los modelos están equivocados; la cuestión práctica es cuán equivocados tienen que estar para no ser útiles"* (Box & Draper 1987, pg. 74).

9.7 Atribución del cambio climático

Un aspecto científicamente relevante del Calentamiento Global Moderno que se convierte en crítico para la aplicación de políticas que intentan hacer frente a sus consecuencias negativas es la cuestión de la atribución. Mientras que la ciencia está firmemente imbuida de incertidumbre, la formulación de políticas exige certeza. El ensayo de Curry y Webster (2011a) sobre la incertidumbre climática afirmaba que es demasiado grande para simplificarla, como hace el IPCC, u ocultarla, como en los retratos mediáticos del calentamiento global. Su afirmación fue rebatida por un grupo de autores del IPCC (Hegerl et al. 2011, seguido de la respuesta de Curry & Webster 2011b). Mientras que muchos científicos temen que el reconocimiento de la incertidumbre conduzca a la inacción y se oponen furiosamente a cualquiera que plantee la cuestión como un *"mercader de la duda"* (Oreskes & Conway 2010), Curry y Webster proponen ideas para hacer frente a la incertidumbre, y argumentan convincentemente que la confianza es más importante que la certeza para la confianza del público (Curry & Webster 2011).

El IPCC fue creado en 1988 por la OMM y el PNUMA para evaluar la información científica, técnica y socioeconómica disponible pertinente para la comprensión del riesgo de "cambio climático inducido por el hombre" (Principios que rigen la labor del IPCC). A través de sus invitaciones a expertos, la selección de autores y sus monumentales informes de evaluación, el IPCC ejerce una enorme influencia en la ciencia del clima. Sin embargo, se centra en el cambio climático inducido por el hombre, que es la razón de su existencia pero sólo una parte de la ciencia del clima. Antes de que se creara el IPCC, algunos aspectos de la ciencia del clima estaban bien aceptados y se consideraba que tenían poca incertidumbre. Eran:

- El GHE, sólidamente fundamentado en la ciencia básica y bien entendido conceptual y matemáticamente
- El aumento de CO2 provocado por el hombre, bien delimitado a partir de una combinación del efecto Suess, el efecto Revelle y las mediciones de Keeling. No cabe la menor duda de que el ser humano ha producido más CO2 del necesario para explicar el aumento atmosférico, sobre todo desde 1960.
- El calentamiento de la superficie del planeta desde la Pequeña Edad de Hielo y, más relevante para un efecto humano pronunciado, desde 1976. La cantidad de calentamiento era incierta, pero el calentamiento en sí estaba claro

El camino fácil para el IPCC fue definir el cambio climático en términos de cambio radiativo, sabiendo bien que los humanos estaban cambiando el forzamiento radiativo. Bajo este paradigma, la atribución es sólo una cuestión de vincular la detección de cambios al forzamiento radiativo utilizando modelos construidos bajo el supuesto de que los cambios en la temperatura son linealmente proporcionales a los cambios en el forzamiento radiativo. La conclusión predeterminada a partir de los supuestos establecidos es que todo el cambio climático es inducido por el hombre (Fig. 9.12), y la misión puede considerarse un éxito. El cambio climático natural ha sido abolido y hemos entrado en una nueva era de control climático humano, el Antropoceno. La confirmación se realiza mediante estudios de atribución, conocidos popularmente como fingerprinting. En el Quinto Informe de Evaluación, el IPCC redefine la atribución como *"el proceso de evaluación de las contribuciones relativas de múltiples factores causales a un cambio o acontecimiento con una asignación de confianza estadística".* Asimismo, *"un componente de un cambio observado se atribuye a un factor causal específico si se puede demostrar que las observaciones son coherentes con los resultados de un modelo basado en procesos que incluya el factor causal en cuestión, e incoherentes con un modelo alternativo, por lo demás idéntico, que excluya este factor."* (Bindoff et al. 2013, p 872-873). En otras palabras, los modelos no validados construidos sobre el mismo conjunto de supuestos son los árbitros finales de los estudios de atribución. Dado que se sabe que los cambios en los GEI causan cambios de temperatura (a partir del GHE), atribuir los cambios climáticos dependientes de la temperatura a los cambios radiativos causados por el hombre se convierte en un ejercicio de circularidad. Pero examinemos la cuestión de la causalidad con más detalle, partiendo de los primeros principios generalmente aceptados:

I. El efecto invernadero establece que un aumento de los GEI debe provocar un aumento de la temperatura
II. Un aumento de la temperatura provoca un aumento del vapor de agua en un bucle de retroalimentación positiva responsable de gran parte del aumento final de la temperatura
III. Existe un importante aumento de CO2 de origen humano, sobre todo desde 1960. Los cambios en el uso del suelo desde épocas anteriores han contribuido a los cambios radiativos
IV. La superficie del planeta se ha ido calentando durante los últimos 350 años desde la LIA. El ritmo de calentamiento ha sido mayor entre 1976-2000

¿Cómo atribuir IV a III, frente a la hipotética causa B? Un aumento de entalpía no lleva firma de su origen. Tenemos poca incertidumbre de que parte de IV haya sido causada por III, debido a I. Pero el análisis del forzamiento radiativo produce el sorprendente resultado de que casi todo el calentamiento desde 1750 se debe a III (Fig. 9.12c), lo que pone en duda que refleje adecuadamente todas las causas participantes del cambio climático. Por tanto, el análisis de atribución queda empañado porque:

- Las pruebas de calentamiento o los cambios en los fenómenos relacionados con la temperatura sólo demuestran que se ha producido el calentamiento, no su causa.
- Las pruebas del aumento de CO2 y fenómenos relacionados sólo demuestran que los humanos han aumentado los niveles de CO2
- Las pruebas de un aumento del efecto invernadero sólo demuestran que se ha producido un calentamiento, ya que en un planeta acuático el calentamiento aumenta el efecto invernadero. De ahí se espera que proceda la mayor parte del calentamiento futuro

Las supuestas huellas humanas no pueden vincular inequívocamente el calentamiento y el aumento del efecto invernadero al aumento de CO2 provocado por el hombre, y los modelos no pueden ser declarados jueces en la materia, ya que son parciales debido a las suposiciones que entraron en su codificación. El IPCC no puede demostrar su proposición de que *"la mejor estimación de la contribución antropogénica al calentamiento es similar al calentamiento observado durante este periodo"* (SPM 2014 del IPCC). La afirmación se reduce a la afirmación de que no conocemos otras causas que puedan

explicar el calentamiento en términos físicamente plausibles. Una respuesta similar a la hipótesis de la deriva continental de Wegener que, a pesar de estar basada en evidencias, no pudo proporcionar un mecanismo físicamente plausible hasta que se descubrió la tectónica de placas cuarenta años después.

Del AR4 al AR5 el IPCC aumentó su nivel de confianza. En 2007*" ,La mayor parte del aumento observado en las temperaturas medias globales desde mediados* ^{del}*siglo XX se debe muy probablemente [>90%] al aumento observado en las concentraciones antropogénicas de GEI"* (IPCC 2007 SPM). En 2014, *"Las pruebas de la influencia humana en el sistema climático han aumentado desde el Cuarto Informe de Evaluación (IE4) del IPCC. Es extremadamente probable [>95%] que más de la mitad del aumento observado en la temperatura media global en superficie de 1951 a 2010 haya sido causado por el aumento antropogénico de las concentraciones de GEI y otros forzamientos antropogénicos juntos"* (IPCC 2014 SPM). En el periodo 2007-2014:

- La temperatura media global no aumentó, mostrando una mayor divergencia con las predicciones de los modelos
- Las emisiones mundiales de CO2 aumentaron una media del 2,8% cada año, pasando de 30 a 36 Gt CO2 /año, lo que supone un incremento del 20%.
- El forzamiento medio de retroalimentación rápida de los modelos se redujo en -0,4 W $m^{(-2)\ K(-1)}$de CMIP3 a CMIP5, lo que supone una disminución del 20%.

El IPCC no ha explicado cómo fue capaz de reducir la incertidumbre a valores ridículamente bajos cuando las pruebas estaban cambiando en dirección opuesta a la hipótesis, y se hicieron revisiones importantes a los modelos que redujeron el calentamiento previsto.

Es interesante que cuando las contribuciones antropogénicas, solares y volcánicas durante los últimos mil años se dejan escalar libremente para minimizar la diferencia por cuadrados medios entre los datos de observación derivados de proxy y los resultados del modelo, la contribución volcánica sigue siendo la misma, mientras que la contribución antropogénica se reduce y la contribución solar aumenta, en comparación con la ejecución del experimento restringido por los valores radiativos de CO2 y TSI establecidos por el IPCC (de Larminat 2016). En el experimento de identificación libre, la actividad solar explica en parte el MWP y la LIA, y el error total se reduce. En la identificación restringida, aparece una correlación cruzada significativa entre la actividad solar y el error de salida, una indicación de una causalidad que no se está contabilizando correctamente. Gran parte de la ciencia analizada en este libro indica que el efecto climático de la variabilidad solar se ha subestimado significativamente, por ignorancia y negligencia, lo que ha llevado a una sobreestimación del papel del CO2 y a la hipótesis incorrecta del CO2 .

9.8 Conclusiones

9a. El efecto invernadero explica la temperatura de la superficie de un planeta en función de la irradiancia solar y del contenido atmosférico de gases de efecto invernadero. La hipótesis del CO2 propone que el CO2 es el principal botón de control de la temperatura de la Tierra y que los cambios en los niveles de CO2 son responsables de la mayor parte de la historia climática pasada.

9b. La paradoja del Sol tenue no puede considerarse resuelta. Probablemente requiere una atmósfera antigua con más GEI y menos albedo, pero no se pueden descartar otros factores importantes.

9c. El clima de los últimos 540 millones de años (Fanerozoico) ha sido una sucesión de periodos cálidos y periodos fríos. Los niveles de CO2 han seguido una tendencia generalmente decreciente desde más de 2000 ppm hasta menos de 500 ppm, con valores muy bajos sólo durante las dos glaciaciones más largas. No existe un acuerdo general entre los niveles de CO2 del Fanerozoico y el clima.

9d. La evolución de la temperatura durante los últimos 65 millones de años muestra una ausencia casi total de correlación con los cambios en los niveles de CO2 . El CO2 disminuyó entre 34-20 Ma, mientras que la temperatura disminuyó entre 50-34 Ma y 15-1 Ma, y aumentó entre 34-15 Ma. La temperatura durante el Cenozoico no puede haber estado bajo el control del CO2 .

9e. La diversidad biológica marina muestra una variabilidad periódica que es congruente con las reconstrucciones climáticas, proporcionando un apoyo independiente a un clima cíclico durante los últimos 540 millones de años de la Tierra.

9f. El sistema climático de la Tierra es extraordinariamente complejo. El IPCC ha asumido que sólo importan los factores que se sabe que afectan al balance radiativo y ha concluido que es probable que la contribución antropogénica haya sido el único factor climático relevante durante el Calentamiento Global Moderno.

9g. Una gran incertidumbre sobre las retroalimentaciones rápidas del clima impide determinar el efecto climático de los cambios de CO2 y confunde la atribución de los cambios de temperatura observados.

10. EL TRANSPORTE MERIDIONAL, UNA PROPIEDAD CLIMÁTICA FUNDAMENTAL MODULADA POR EL SOL

"No es fácil transmitir, a menos que uno lo haya experimentado, la dramática sensación de iluminación repentina que inunda la mente cuando la idea correcta finalmente encaja en su lugar. Uno ve inmediatamente cómo muchos hechos que antes eran desconcertantes quedan perfectamente explicados por la nueva hipótesis. Uno podría patearse a sí mismo por no haber tenido la idea antes, ahora parece tan obvia. Sin embargo, antes todo era una niebla".

Francis Crick (1988)

10.1 Introducción

El flujo de energía en la parte superior de la atmósfera (ToA) depende de la distribución irregular de la radiación solar de onda corta entrante sobre un planeta en rotación con su eje inclinado con respecto a la eclíptica. La cantidad de radiación entrante que es reflejada por el planeta también se distribuye espacialmente de forma irregular, ya que el albedo planetario es mínimo en las bandas tropicales, aumenta con la latitud y varía con las estaciones, siendo máximo en invierno fuera de los trópicos. El resultado es que la radiación solar neta absorbida en el ToA disminuye rápidamente con la latitud y el descenso es más acusado en invierno que en verano. La Tierra también emite radiación en el ToA. Esta radiación de onda larga saliente (OLR) depende de la temperatura de la superficie y del efecto invernadero atmosférico y también se distribuye de forma irregular. Pero varía menos con la latitud y las estaciones que la radiación solar absorbida, principalmente porque, a escala absoluta, las diferencias de temperatura de la superficie son pequeñas. Como resultado, el flujo neto de radiación en el ToA es positivo (ganancia de energía) de media anual desde el ecuador hasta c. 35° , y negativo desde c. 35° hasta los polos. Sin embargo, en invierno el flujo neto se vuelve negativo c. 15° N y 10° S (Hartmann 2016).

Para mantener un flujo neto negativo a lo largo del tiempo en latitudes medias-altas sin una caída continua de la temperatura superficial, se implica un transporte meridional (MT) de energía desde el ecuador hacia los polos. Este transporte meridional de energía es efectuado por la atmósfera y el océano a lo largo de un gradiente latitudinal de temperatura (LTG), y da lugar a una redistribución de la masa, la humedad, los aerosoles y las sustancias químicas. La MT total suele calcularse a partir del flujo radiativo neto medido en el ToA. La medición directa de la TA de calor por la atmósfera y el océano se ve dificultada por la escasez de observaciones y las grandes incertidumbres. A menudo se utiliza un método de estimación indirecta basado en la suposición de que el almacenamiento de energía en el océano es casi constante y, por tanto, el flujo de energía a través de la superficie del mar, más fácil de medir, refleja adecuadamente la partición de TA entre ambos. Con el método indirecto, la TA atmosférica y la oceánica no se miden de forma independiente, y también se asume la hipótesis de que los cambios en una se compensan totalmente con los cambios en la otra, lo que se conoce como compensación de Bjerknes.

Un postulado del balance energético global es que el transporte horizontal integrado sobre el globo es cero porque la energía sólo puede ser retirada de la Tierra en el ToA. La radiación neta media global anual se considera muy cercana a cero, y cualquier desequilibrio radiativo neto medio global provocará el calentamiento o el enfriamiento de la Tierra (Hartmann 2016). Aunque está claro que la integral del transporte horizontal global de energía debe ser cero, la suposición de que el transporte horizontal, y más propiamente la TA, no afecta al flujo neto de radiación en el ToA es el error más fundamental de la climatología moderna.

La distribución de los gases de efecto invernadero (GEI) en el planeta es muy irregular y, promediados latitudinalmente, los trópicos son ricos en GEI debido a su elevada humedad, mientras que los polos son pobres en GEI por la razón contraria. Dado que un cambio en el contenido de GEI afecta al equilibrio del flujo radiativo en el ToA, transportar más energía de una región rica en GEI a una región pobre en GEI aumenta la cantidad de energía perdida en el ToA, ya que el efecto es similar a reducir el contenido de GEI. La modulación del flujo energético del planeta por la fuerza del transporte de energía hacia los polos hace que el clima sea muy sensible a los cambios en la TA. El transporte de energía por la atmósfera y el océano no se mide correctamente y los importantes errores e incertidumbres impiden conocer adecuadamente su variabilidad (Wunsch 2005). Esta incertidumbre oculta las pruebas existentes de la modulación de la TA por la actividad solar. La ignorancia deliberada de esta importante contribución nos impide comprender el clima y sus cambios.

10.2 Transporte planetario de energía por la atmósfera

La profundidad de la troposfera (c. 10 km) es sólo 1/600 del radio de la Tierra, pero esta fina película de gas tiene el papel crucial de mantener siempre una temperatura de la superficie terrestre compatible con la vida compleja, algo que ha hecho durante al menos los últimos 540 Myr. Para cumplir este papel, la atmósfera debe realizar dos tareas. La primera es compensar los cambios diarios de insolación debidos a la rotación de la Tierra reduciendo la radiación solar entrante por el lado luminoso mediante el albedo, y reduciendo la radiación saliente de onda larga por el lado oscuro mediante el efecto invernadero. Sin esta función, la temperatura de la superficie terrestre alcanzaría rápidamente valores incompatibles con la vida compleja. La

segunda tarea consiste en compensar la disminución latitudinal de la radiación solar debida al ángulo de incidencia y los cambios estacionales de la insolación debidos a la inclinación axial del planeta. La atmósfera cumple esta tarea transportando energía desde los trópicos, que reciben la mayor insolación , hacia los polos que reciben la menor insolación. El océano participa en la MT de energía, pero fuera de los trópicos la mayor parte del transporte lo realiza la atmósfera.

La hipótesis climática dominante sobre el CO2 sigue centrada en la primera tarea, dando una importancia extrema a los pequeños cambios en el forzamiento de los GEI y atribuyéndoles casi exclusivamente los cambios observados a través de retroalimentaciones no muy bien constatadas. Sin embargo, la segunda tarea, también crucial para el balance energético planetario, ha recibido mucha menos atención debido a las dificultades de medir y modelizar la TA hemisférica e interhemisférica. En general, se supone que el desplazamiento de la energía dentro del sistema climático no afecta al balance radiativo a largo plazo, pero esta suposición no está justificada.

La MT tiene lugar porque existe un LTG resultante del gradiente de insolación latitudinal. La inclinación axial introduce una asimetría, dejando el polo invernal en una oscuridad constante. Como resultado, el LTG se hace más pronunciado hacia el polo invernal y la MT es más fuerte en esa dirección. En invierno se transporta más energía que en verano a través de cada hemisferio. El LTG es un rasgo definitorio del clima del planeta. Durante los últimos 540 Myr, el planeta ha pasado por periodos cálidos (clima de invernadero), periodos templados (clima de invernadero) y periodos fríos (clima de invernadero). A lo largo de todos ellos, la temperatura y la anchura de los cinturones ecuatoriales húmedos y subtropicales áridos no han cambiado significativamente, porque la temperatura superficial del océano profundo abierto no puede subir mucho más de 30° C debido a la convección profunda (Sud et al. 1999), y porque su anchura está controlada por la circulación de la Célula de Hadley (Scotese et al. 2021). Así, el clima cambiante de la Tierra se ha caracterizado por la anchura cambiante de los Cinturones Templado Cálido, Templado Frío y Polar (áreas verde claro, marrón y azul claro en la Fig. 10.1a). A partir de pruebas fósiles y geoquímicas, Scotese et al. (2021) han reconstruido las zonas climáticas del planeta a intervalos de 5 Myr. La LTG de ecuador a polo de las distintas épocas describe los diferentes climas (Fig. 10.1b). En la actualidad (siglo XXI), la Tierra se encuentra en un clima glacial severo; tiene una temperatura media de 14,4° C y la LTG es muy pronunciada. La temperatura desciende entre 0,6 y 1° C/° latitud desde el ecuador hasta el polo invernal. Tales condiciones glaciales han sido relativamente raras durante los últimos 540 Myr (menos del 10% del tiempo). A principios del Eoceno, la temperatura media se estimaba en 23,8° C y el LTG era muy poco profundo, a 0,25-0,45° C/° latitud, con temperaturas en el Polo Norte por encima del punto de congelación durante todo el año, como atestigua la presencia de biota intolerante a las heladas. Estas condiciones de invernadero han sido aún más raras. Más del 80% del Eón Fanerozoico la Tierra tuvo una temperatura media de 17-20° C (Scotese et al. 2021).

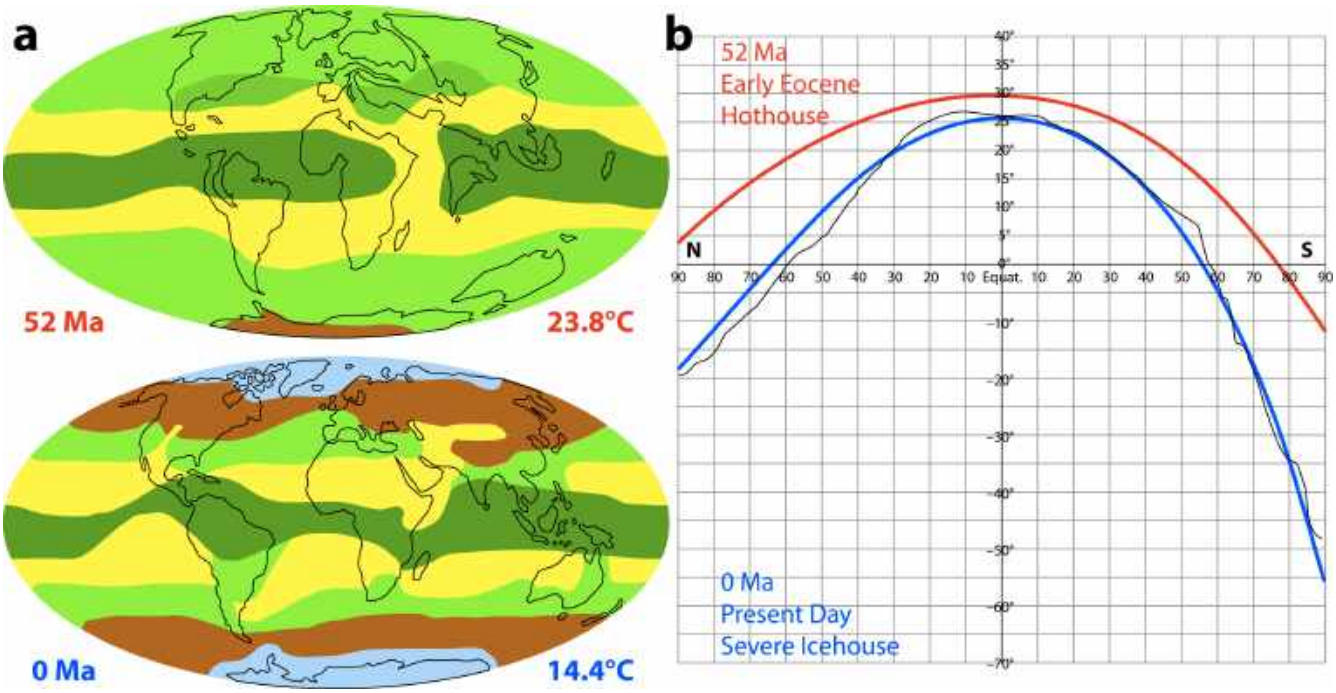


Fig. 10.1 El clima de la Tierra se define por su gradiente latitudinal de temperatura
a) Cinturones climáticos del invernadero del Eoceno temprano (arriba) deducidos a partir de pruebas fósiles y geoquímicas por Scotese et al. 2021, y el severo invernadero actual (abajo). Cinturones ecuatorial húmedo (verde oscuro), subtropical árido (amarillo), templado cálido (verde claro), templado frío (marrón) y polar (azul claro). La temperatura es la media global estimada. **b)** Gradiente latitudinal de temperatura inferido para el Eoceno temprano (rojo) y el presente (azul) frente al medido (negro, línea fina). Según Scotese et al. 2021.

Los pasados climas de invernadero de la Tierra no pueden explicarse con nuestra teoría climática actual. Se ha definido como el *"problema del clima ecuánime"* (Huber y Caballero, 2011). Para reproducir las cálidas temperaturas interiores continentales del Eoceno temprano y las altas latitudes invernales por encima del punto de congelación, los modelos tienen que elevar los niveles de CO2 a 4700 ppm y las temperaturas tropicales a 35° C. Sin embargo, las mejores estimaciones de CO2 para el óptimo climático del Eoceno temprano (Beerling & Royer 2011; Steinthorsdottir et al. 2019) sitúan los niveles de CO2 en 500-1000 ppm, y no está claro que sea posible una temperatura tropical por encima de 30° C. La temperatura de bulbo húmedo límite de supervivencia para los mamíferos es de 35° C, momento en el que se vuelven incapaces de perder calor (Sherwood & Huber 2010). La temperatura de bulbo húmedo más alta en la Tierra hoy en día es de 30° C, y no hay razón para pensar que haya sido más alta en algún momento del pasado en los lugares donde se encuentran fósiles de mamíferos.

Conceptualmente, creemos que para tener polos cálidos debe transportarse allí más calor, para compensar el déficit de insolación. La MT térmica es una parte muy importante del presupuesto energético planetario, y en general se cree que sin ella los polos serían mucho más fríos. Pero la MT depende de la LTG, ya que gran parte del transporte hacia los polos en el clima actual es transportado por remolinos atmosféricos resultantes de la inestabilidad baroclínica. De forma algo contraintuitiva, los polos cálidos del Eoceno temprano y su LTG mucho más superficial implican una MT muy reducida, en lo que se ha denominado la *"paradoja del gradiente bajo"* (Huber & Caballero 2011). El clima del Eoceno temprano era más cálido y ecuánime (LTG y estacionalidad reducidas) a pesar de (o debido a) un menor transporte de calor hacia los polos. No es de extrañar que los modelos climáticos tengan tantos problemas para reproducirlo.

En esencia, volvemos a las dos tareas que debe realizar la atmósfera para mantener las condiciones compatibles con la vida en la superficie terrestre, reducir el contraste día-noche (papel de los GEI) y reducir el contraste invierno-verano en latitudes altas (papel de la TA). La hipótesis de CO2 dominante se ha centrado principalmente en la primera, asumiendo que el flujo de radiación neto medio en el ToA depende críticamente de los niveles de GEI no condensantes y asumiendo que la TA no afecta al flujo de forma significativa. Está claro que necesitamos comprender mejor el transporte meridional de calor.

En términos de temperatura y TA el planeta es altamente asimétrico (Fig. 10.1b, curva azul). Según el reanálisis, el NH es 1,2° C más cálido que el SH (Kang et al. 2015), pero la variación estacional es mucho mayor para el NH (Δ11,7° C) que para el SH (Δ5,1° C). El NH en invierno es 2,2° C más frío que el SH en invierno, a pesar de que la Antártida es tan fría. El invierno boreal no sólo es el periodo más frío para el NH, sino también para el planeta (Jones et al. 1999; Fig. 10.2), a pesar de que la Tierra recibe un 6,9% más de insolación en enero que en julio. El albedo planetario es mayor durante el verano austral debido a las nubes oceánicas y al albedo antártico, por lo que se refleja más radiación de onda corta en el perihelio compensando en parte la mayor radiación de onda corta entrante. La superficie del planeta se enfría durante el otoño boreal en 3,8° C entre julio y enero de cada año (Fig. 10.2). Durante todo el año el planeta se encuentra en un profundo desequilibrio energético, ganando energía entre octubre y mayo (su periodo frío), y perdiéndola entre mayo y octubre (su periodo cálido). Se cree que la diferencia hemisférica de temperatura se debe principalmente a la mayor fracción terrestre en el NH que se calienta y enfría más que la superficie oceánica. Algunas de las consecuencias son la ubicación preferente de la Zona de Convergencia Intertropical (el ecuador climático) en el NH y un transporte neto de calor interhemisférico del SH al NH. La asimetría del transporte hemisférico también se debe a la reducción de la TA hacia el Casquete Polar Sur, obstaculizada por la Corriente Circumpolar Antártica y el Modo Anular Austral, que aíslan climáticamente a la Antártida. El resultado de estas asimetrías es que a pesar de que el Polo Sur es mucho más frío, se transporta más energía al Polo Norte (Fig. 10.3 & 10.4; Peixoto & Oort 1992).

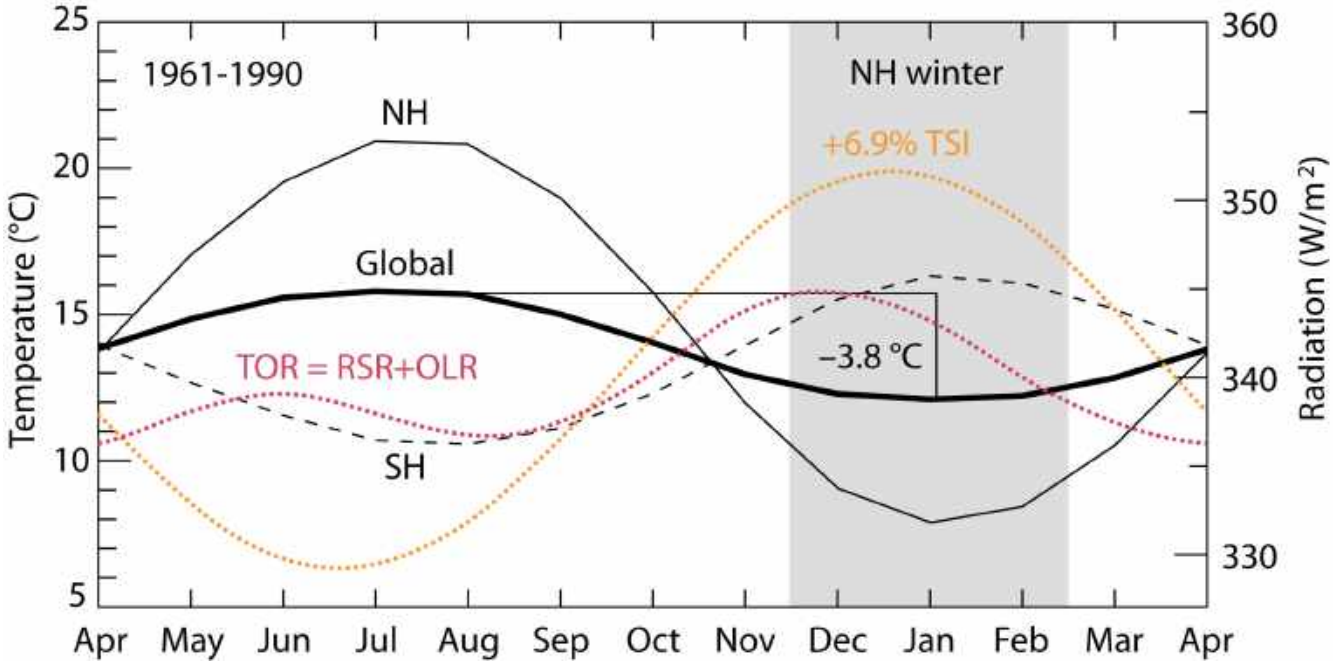


Fig. 10.2 Cambio anual de temperatura y radiación

La temperatura media global de la superficie del planeta (línea gruesa) varía en 3,8° C en el transcurso de un año, principalmente porque el NH (línea fina) varía en 12° C. El planeta es más frío durante el mes de enero, a pesar de recibir un 6,9% más de irradiancia solar total (TSI, línea amarilla punteada) a principios de enero, cuando la Tierra está en perihelio. El planeta presenta dos picos de pérdida de energía (TOR, Total Outgoing Radiation, onda larga saliente y onda corta reflejada, línea roja discontinua) cuando se enfría cada hemisferio, siendo el más alto durante el enfriamiento del NH. Entre noviembre y enero, el planeta emite más energía (TOR) que en cualquier otro momento. SH, línea discontinua. Invierno NH, zona gris claro. Datos de temperatura de 1961-1990 de Jones et al. 1999. Datos de radiación de Carlson et al. 2019.

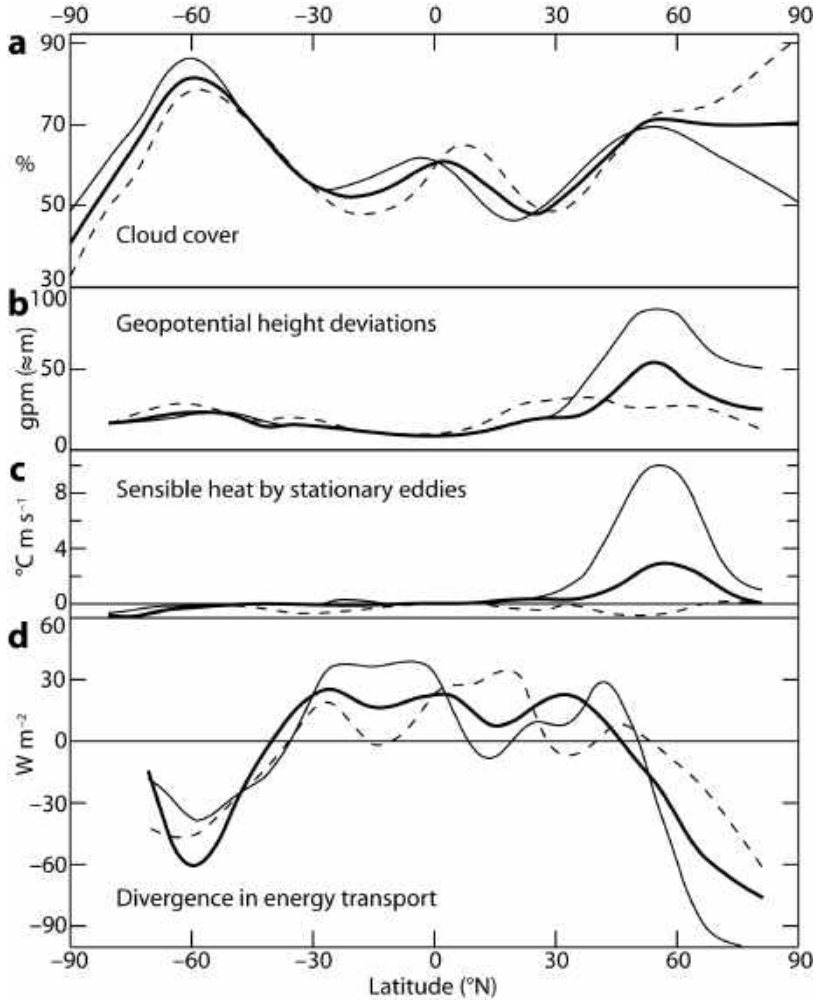


Fig. 10.3 Asimetría en los perfiles meridionales
Media anual, línea gruesa; media DJF, línea fina; media JJA, línea discontinua**. a)** La nubosidad media zonal (en %). **b)** Las desviaciones estándar este-oeste de la altura geopotencial media temporal en gpm (1 gpm ≈ 1 m). **c)** El flujo zonal y vertical medio hacia el norte de calor sensible por remolinos estacionarios en unidades de° C m/s**. d)** La divergencia del transporte atmosférico de energía integrado verticalmente en W/m^2. Según Peixoto y Oort 1992.

Peixoto y Oort (1992) muestran una síntesis de los flujos polares de energía en un diagrama (Fig. 10.4). Considerando la región 70-90° , hay muy poca radiación entrante de onda corta durante el invierno, y el flujo neto en el ToA está dominado por la pérdida de radiación de onda larga que depende de la temperatura atmosférica. La pérdida es menor en el casquete polar sur porque la atmósfera es más fría. A lo largo del año, el casquete polar norte pierde unos 10 W/m^{2}más de calor que el SPC debido a que su atmósfera es más cálida.

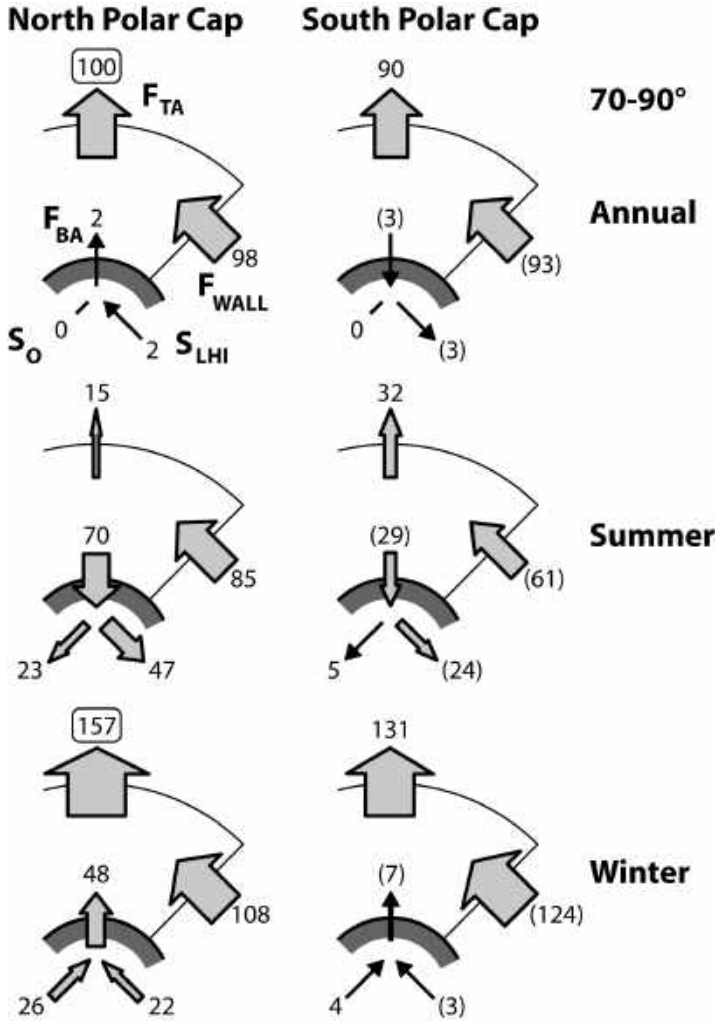


Fig. 10.4. Presupuestos de calor polar observados durante condiciones medias anuales, estivales e invernales típicas para los dos casquetes polares.
Mientras que el presupuesto medio anual es similar, en invierno la pérdida radiativa en la parte superior de la atmósfera del NPC es muy grande, un tercio procedente del enfriamiento y congelación del océano, y dos tercios transportados por la atmósfera. Valores en W/m^2. Las cifras entre paréntesis son estimaciones indirectas. F_{TA}flujo neto de energía en la parte superior de la atmósfera. F_{BA}flujo descendente de energía en la parte inferior de la atmósfera. F_{WALL}flujo a través de la pared latitudinal de 70° . $S_O$tasa de almacenamiento de calor sensible en los océanos. S_{LHI}tasa de almacenamiento de calor latente en forma de nieve y hielo. Según Peixoto & Oort 1992.

La atmósfera aporta más calor a la región polar norte en invierno (120 W/m$^{(2)}$a través de 70° N) que en verano (80 W/m^{2}a través de 70° N). La mayor parte del transporte lo realizan los remolinos transitorios y la circulación meridional media, pero la diferencia invierno-verano se debe sobre todo a los remolinos estacionarios que en invierno son responsables de la mayor parte del aumento (Fig. 10.3c). Los remolinos estacionarios se caracterizan por asimetrías zonales persistentes en las variables atmosféricas que promedian a cero a lo largo de una banda de latitud. Surgen de asimetrías superficiales zonales (contrastes tierra/mar y orografía) que son más pronunciadas en el NH. Los remolinos estacionarios pueden dar forma a las trayectorias de las tormentas de invierno y controlar dónde terminan (Kaspi & Schneider 2013).

El flujo de energía entre la atmósfera y la superficie en el Ártico se caracteriza por un gran transporte ascendente de energía desde la superficie durante el invierno (c. 50 W/m^2) debido a la ausencia de radiación solar. La temperatura de equilibrio del agua de mar en contacto con el hielo es prácticamente constante, independientemente de la temperatura atmosférica y del espesor del hielo marino. La temperatura del agua bajo el hielo puede alcanzar -1,9° C, mientras que la de la atmósfera puede ser de -30 a -60° C. El hielo marino es un aislante muy bueno (K≈ 2,2 W/m K), pero cuando el hielo es fino se producen algunas pérdidas. Por ejemplo, para una capa de hielo de 2 m de espesor y una diferencia de temperatura de 30° C, la cantidad de calor transferida es del orden de 30 W/m^2(Peixoto & Oort 1992). En aguas expuestas, la pérdida es mucho mayor y puede ascender a 250 W/m$^{(2)}$) de calor sensible y 60 W/m$^{(2)}$) de calor latente transferido a la atmósfera.

En el casquete polar norte, el calor que llega en verano a la atmósfera polar desde latitudes más bajas se equilibra en gran medida con el calor que fluye hacia la superficie (fusión de nieve/hielo y calentamiento de los océanos). En invierno, la pérdida radiativa en ToA es muy grande. Dos tercios de ella son transportados por la atmósfera desde latitudes más bajas, y

un tercio a través de la superficie, a partes iguales por el descenso de la temperatura oceánica y la congelación del agua superficial. En el casquete polar sur, el intercambio superficial es muy pequeño, ya que es 78% tierra, la mayor parte de ella permanentemente congelada.

10.3 Transporte de calor en el invierno ártico por la atmósfera

El calor seco estático (sensible + geopotencial) es aportado al Ártico invernal tanto por la atmósfera media (20-100 km de altura) como por la baja, mientras que el calor latente (humedad) es transportado casi exclusivamente por la atmósfera baja. En una atmósfera sin perturbaciones, el aire ascendería en el hemisferio de verano, enfriándose adiabáticamente, y descendería en el hemisferio de invierno, calentándose, y en el proceso transportando calor estático seco. Esto es lo que se observa en las capas superiores de la atmósfera, hasta la mesosfera, donde tiene lugar este transporte interhemisférico. Sin embargo, la escasa masa de la alta atmósfera (0,1%) hace que este transporte sea irrelevante para el flujo de energía en el polo invernal.

Existen tres ramas de circulación de masas a 60° N en la baja atmósfera (0-20 km de altura): la rama de aire cálido hacia el polo estratosférico, la rama de aire cálido hacia el polo en la alta troposfera y la rama de aire frío hacia el ecuador en la baja troposfera (Fig. 10.5; Yu & Ren 2019). Son impulsadas tanto por el calentamiento/enfriamiento diabático como por el forzamiento inducido por remolinos. Las anomalías positivas de la presión superficial en el Ártico se producen cuando tanto la rama de circulación de masa fría como la de masa cálida se fortalecen, dando lugar a un transporte de masa de aire cálido hacia la región polar en la troposfera superior, y de aire frío hacia las latitudes medias cerca de la superficie.

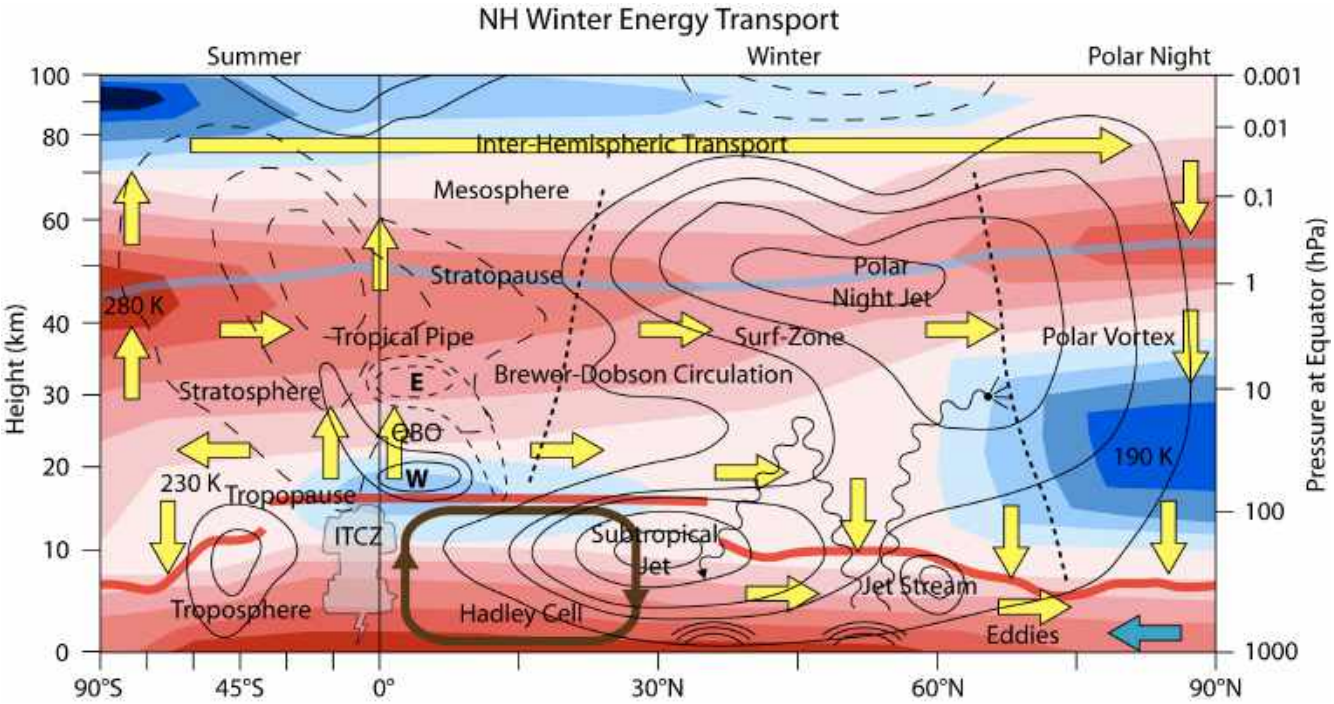


Fig 10.5 Esquema de la circulación atmosférica en el solsticio de diciembre en una vista atmosférica bidimensional inferior y media.
Los colores del fondo indican las temperaturas relativas en pasos de 10 K, siendo el rojo más cálido y el azul oscuro más frío. La escala vertical es logarítmica y la escala latitudinal SH está comprimida. Vientos del oeste representados por líneas finas; vientos del este por líneas finas discontinuas. La tropopausa (línea gruesa naranja) separa la troposfera y la estratosfera, y la estratopausa (línea gruesa azul acero) la estratosfera y la mesosfera. Las líneas punteadas gruesas separan el tubo tropical (zona de ascenso), la zona de oleaje (zona de ruptura de las olas) y el vórtice polar. Las ondas planetarias (líneas ondulantes) se generan en las zonas de contraste (líneas concéntricas en la superficie) y pueden atravesar la estratosfera, desviarse y romperse en la estratosfera o refractarse hacia la troposfera. La oscilación cuasi-bienal (QBO) se muestra con sus componentes oriental y occidental cerca del Ecuador. La zona de convergencia intertropical (ZCIT) se muestra como una nube alta y tormentosa. La circulación de Hadley se muestra en marrón oscuro (sólo se muestra en el NH). El resto de la circulación atmosférica se representa con flechas amarillas, excepto la circulación hacia el ecuador en la troposfera inferior, que aparece en turquesa. La circulación estratosférica se denomina circulación Brewer-Dobson. Su rama profunda (estratosférica superior) y la circulación mesosférica son interhemisféricas desde el polo de verano hasta el polo de invierno. La circulación troposférica se efectúa principalmente por remolinos, y el resto por la circulación residual media. En el solsticio de diciembre, las regiones al norte de 72° están en noche polar.

Consideremos en primer lugar el transporte estratosférico invernal hacia el polo. La estratosfera contiene el 15% de la masa atmosférica y el 85% restante se encuentra en la troposfera. El aire entra en la estratosfera a través de la tubería tropical

(Fig. 10.5) y atraviesa una región fría por encima de la tropopausa tropical donde pierde la mayor parte de su vapor de agua. El transporte meridional estratosférico se ha denominado circulación Brewer-Dobson (CBD). En la estratosfera baja, la rama poco profunda de la BDC tiene dirección polar, aunque es más fuerte hacia el polo invernal. En las latitudes medias y altas, el aire de la BDC desciende a través de la tropopausa hacia la superficie. En la estratosfera superior, la rama profunda de la BDC es interhemisférica y se desplaza hacia el polo invernal (Fig. 10.5). La BDC tiene lugar a través de un balance meridional de viento térmico establecido por la LTG, y es impulsada por ondas planetarias y sinópticas que liberan energía y momento cuando se disipan. Las ondas atmosféricas son cambios periódicos de las propiedades atmosféricas (presión, temperatura, altura geopotencial o velocidad del viento) que se originan a partir de diversas perturbaciones dinámicas de dichas propiedades (convección, contrastes de temperatura, flujos sobre cadenas montañosas) en la troposfera y se propagan horizontalmente, verticalmente o permanecen estacionarias. Reciben distintos nombres en función de su causa, dirección de movimiento, escala temporal y espacial. En el momento en que se forman, las ondas atmosféricas adquieren impulso de la troposfera o del océano-sólido terrestre, y cuando se disipan (rompen) depositan su impulso y energía en el medio.

Durante el verano, la insolación permanente sobre el Polo Norte crea un anticiclón (centro de alta presión con vientos que giran en el sentido de las agujas del reloj). Los vientos de levante estivales no permiten la propagación vertical de las ondas planetarias. En otoño, el enfriamiento más rápido de la atmósfera ártica sustituye al anticiclón por un ciclón centrado en el polo (centro de baja presión) rodeado de vientos del oeste conocido como vórtice polar (VP). El criterio Charney-Drazin reconocía que la propagación de las ondas está fuertemente controlada por los vientos zonales, y que la propagación ascendente de las ondas sólo es posible cuando son del oeste y más débiles que una velocidad crítica del viento, inversamente proporcional al número de ondas zonales (clasificación de la amplitud). Durante el invierno, los vientos del oeste son tan fuertes que sólo las ondas más largas (números 1 y 2) pueden propagarse hacia arriba hasta la estratosfera. Las ondas planetarias transportan impulso y energía que pueden liberarse en la estratosfera cuando se disipan (o rompen); alternativamente, la onda puede reflejarse hacia la troposfera. La zona de la estratosfera donde las ondas liberan su impulso y energía se conoce como "zona de oleaje" (McIntyre & Palmer 1984). El efecto sobre la circulación media zonal es una desaceleración de los vientos del oeste que altera la estructura térmica. Como la LTG no puede mantenerse con vientos del oeste más débiles, el aire es forzado hacia abajo dentro del PV, calentándose adiabáticamente, y hacia arriba fuera del PV, enfriándose. La atmósfera ártica puede calentarse 30° C en la estratosfera inferior y hasta 100° C en la estratosfera superior. Después, como la atmósfera ártica sufre un fuerte enfriamiento radiativo durante el invierno, la estratosfera se enfría y los vientos del oeste recuperan velocidad.

A medida que cambian las propiedades de transmisión de ondas de la atmósfera, se produce una fuerte variabilidad en la estratosfera en invierno (Fig. 10.6). En casos extremos, cuando la propagación de las ondas es particularmente fuerte, la LTG en la estratosfera se invierte entre el polo y las latitudes medias debido a un calentamiento muy fuerte de la atmósfera polar, hasta el punto de invertir la dirección de los vientos hacia el este. Estos eventos se conocen como calentamiento súbito de la estratosfera (SSW). Durante ellos, el FV se desplaza fuera del polo y puede incluso romperse en dos vórtices más pequeños. Los SSW no sólo afectan al tiempo troposférico durante un máximo de tres meses, sino que también influyen en la variabilidad oceánica a través de la tensión del viento y las anomalías del flujo de calor, y muestran un sólido vínculo con el estado negativo de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

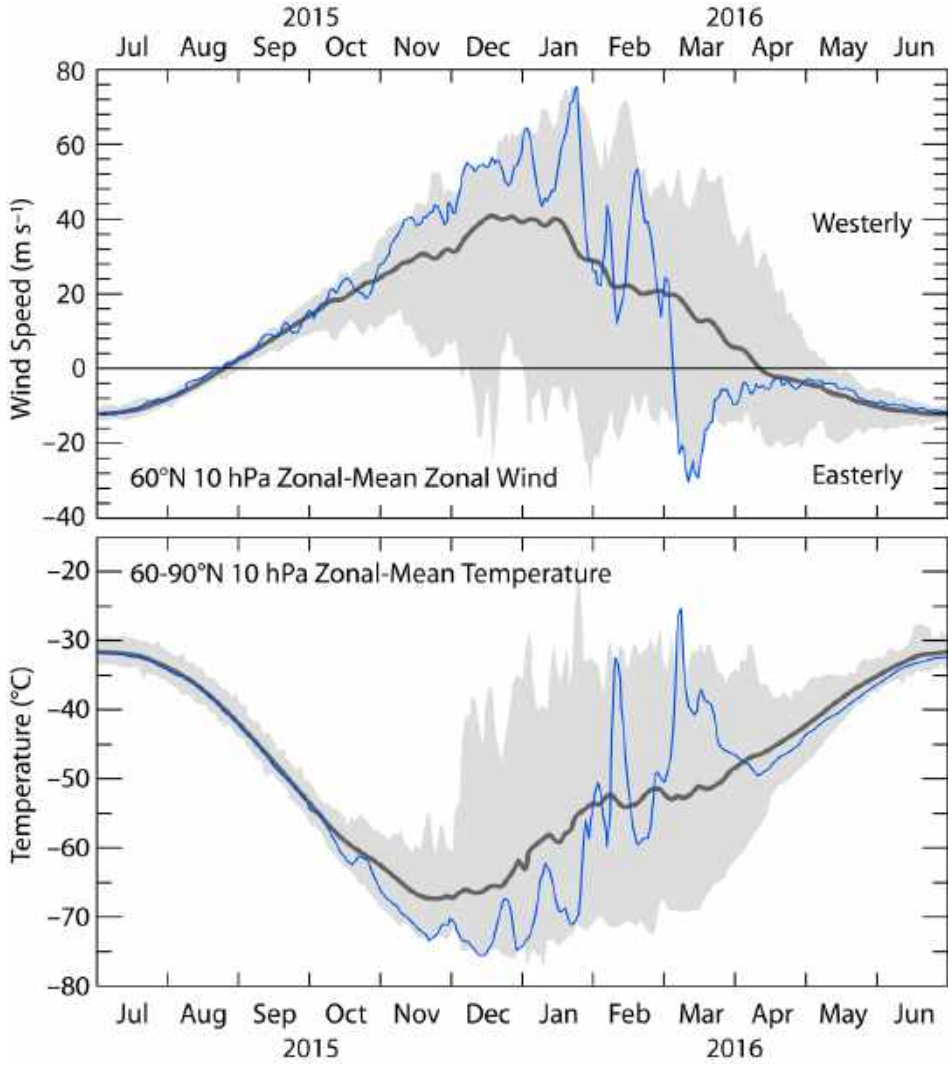


Fig. 10.6 Cambios en el vórtice polar debidos a la propagación de ondas durante El Niño 2015
Arriba, velocidad media del viento zonal a 60° N y 10 hPa (línea fina azul). El vórtice polar está formado por vientos del oeste. Tras un fuerte embate de las olas, un SSW final provocó la terminación del vórtice más temprana de la que se tiene constancia. **Abajo**, temperatura correspondiente 60-90° N 10 hPa (línea fina azul), que muestra el calentamiento repentino de 30° C. Línea gruesa, media 1979-2014; zona gris, máximo-mínimo 1979-2014. Datos del Centro Goddard de Vuelos Espaciales de la NASA.
https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/figures/merra/

Cuando la propagación de las ondas se debilita, ocurre lo contrario y la temperatura a 30 km por encima del Ártico puede llegar a ser tan baja como -80° C. A esa temperatura, el vapor de agua congelado y el ácido nitroso pueden formar nubes estratosféricas polares.

En la troposfera, la circulación de Hadley es muy ineficiente en el transporte de calor hacia los polos, ya que su rama superior de transporte de calor sensible hacia los polos es casi igualada por su rama inferior de transporte de calor latente hacia el ecuador. Por ello, la mayor parte del calor transportado hacia los polos entre 30 S-30°° N es transportado por el océano. En la superficie del mar ecuatorial, la MT de calor es aún más ineficaz. Los vientos alisios de la rama inferior de la célula de Hadley se dirigen hacia el ecuador y luego giran hacia el oeste (vientos de levante) debido a la rotación de la Tierra, por lo que el agua caliente de la superficie se desplaza hacia el oeste en lugar de hacia el polo por la circulación impulsada por el viento. Cuando llega al margen occidental de la cuenca del Pacífico, gira hacia el polo en las corrientes de Kuroshio y Australia Oriental. En el margen occidental del océano Atlántico, gira hacia el polo en la corriente del Golfo y la corriente de Brasil, y en el océano Índico en las corrientes de Agulhas y Mozambique. Como el océano Pacífico es muy grande, una gran cantidad de agua cálida se acumula en el Indo-Pacific Warm Pool (IPWP) produciendo una termoclina muy inclinada. El Niño/Oscilación Austral (ENOS) actúa como una bomba de calor vinculada a la MT. El calor acumulado antes de la aparición de El Niño procede del calentamiento de la superficie que supera la TA hacia el polo. El Niño aumenta la TA hacia el polo por parte del océano y la atmósfera, al tiempo que disminuye el flujo de calor superficial hacia el ecuador (Sun 2000). Durante La Niña, el transporte hacia el polo se reduce y el calor comienza a acumularse de nuevo en el océano superior ecuatorial.

Hacia el norte de c. 30° N, la atmósfera toma el relevo como principal agente de MT. A diferencia de las células Hadley y Polar que son impulsadas térmicamente, la célula Ferrer es impulsada mecánicamente, conectando las células Hadley y Polar, con la rama ascendente en una región más fría que la rama descendente, lo que resulta en una débil zona de mezcla altamente variable donde los vientos del oeste son más fuertes cuando la presión en el polo es más baja. Durante el invierno NH, el calor es transportado al Ártico principalmente por remolinos estacionarios (ondas planetarias) y remolinos transitorios (ciclones). Los ciclones se generan, propagan y disipan preferentemente en trayectorias de tormentas y tienden a formarse donde los gradientes de temperatura en superficie son grandes (Shaw et al. 2016). La corriente en chorro influye en su velocidad y dirección de desplazamiento. El flujo de calor de los remolinos en invierno revela las zonas preferidas de las trayectorias de las tormentas (Fig. 10.7; Hartmann 2016).

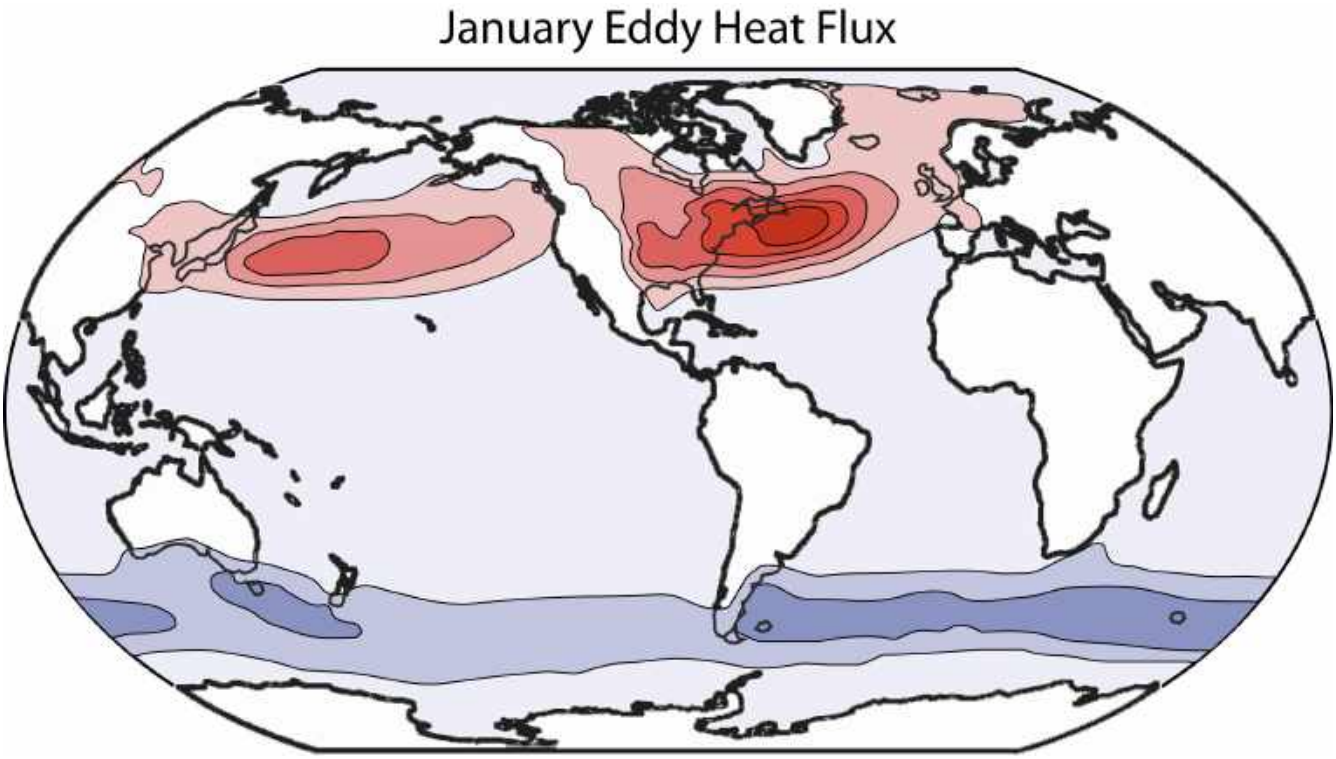


Fig. 10.7 Flujo de calor de enero hacia el norte por remolinos
Durante el invierno boreal el chorro subtropical NH tiene dos máximos aguas abajo del Himalaya y de las Montañas Rocosas sobre los océanos Pacífico y Atlántico, respectivamente. Estos máximos de velocidad del viento dan lugar a vigorosos ciclones de latitudes medias que siguen las trayectorias de las tormentas que definen las principales puertas de entrada al Ártico. El contorno es de 5 K m/s. El sombreado azul en el SH indica el flujo hacia el sur. Según Hartmann 2016.

Una gran parte del calor y la humedad transportados al invierno ártico es atribuible a unos pocos fenómenos extremos por temporada asociados a sistemas meteorológicos individuales. Papritz y Dunn-Sigouin (2020) demostraron que el transporte de humedad a escala planetaria está estrechamente vinculado a situaciones de bloqueo atmosférico a gran escala que desvían las trayectorias de los ciclones hacia el polo. La figura 10.8 muestra uno de estos eventos extremos que tuvo lugar en los últimos días de 1999 y primeros de 2000, caso estudiado por Woods y Caballero (2016).

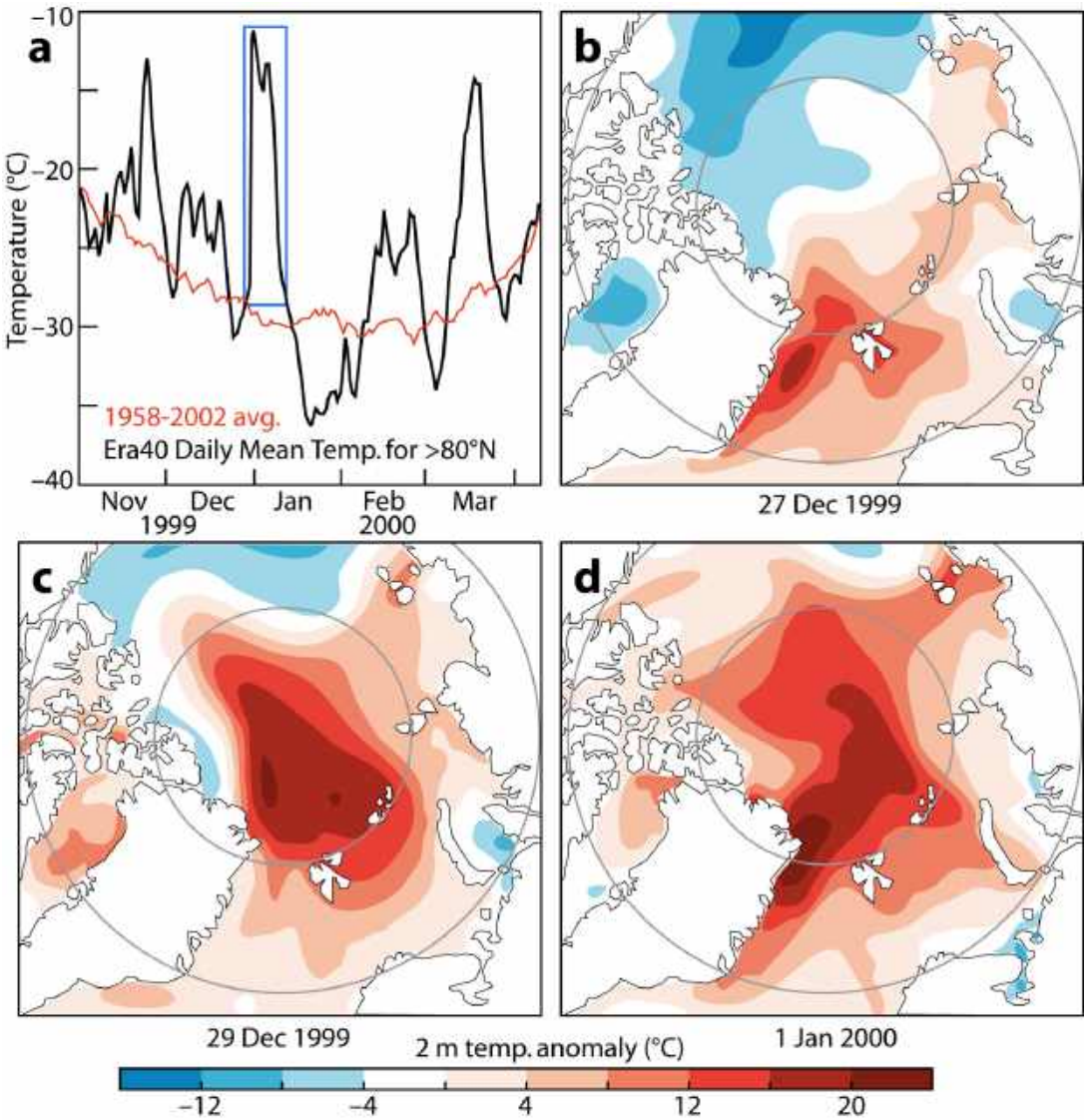


Fig. 10.8 Evento de intrusión intensa de aire cálido húmedo en el Ártico en invierno
a) Temperatura media diaria al norte de 80° N para noviembre de 1999-marzo de 2000 (línea negra) a partir del reanálisis ERA40, y la media de 1958-2002 (línea roja). Un rectángulo marca el evento. Datos del Instituto Meteorológico Danés (2021). **b-d)** Anomalía de la temperatura del aire en superficie en el Ártico en diferentes momentos del evento de intrusión. Según Woods y Caballero 2016.

Se han identificado tres vías principales para el transporte de energía estática húmeda hacia el Ártico: la del Atlántico Norte (300-60° E), la del Pacífico Norte (150-230° E) y la de Siberia (60-130° E) (Mewes & Jacobi 2019; Woods et al. 2013). Para la MT invernal global, las vías sobre ambas cuencas oceánicas son más importantes, y la vía del Atlántico Norte es la principal (Woods et al. 2013; Alekseev et al. 2019). Las vías de entrada de MT en el Ártico surgen porque al este de cada cuenca se desarrollan condiciones de bloqueo a gran escala que desvían hacia el polo los ciclones de latitudes medias (Woods et al. 2013). Según Nakamura y Huang (2018), el bloqueo se desarrolla como un atasco de tráfico cuando se supera la capacidad de la corriente en chorro para el flujo de actividad ondulatoria (una medida de meandros). Los modos atmosféricos de variabilidad que favorecen el bloqueo sobre el Pacífico son diferentes del Atlántico (Gollan & Greatbatch 2017). En el Atlántico, el bloqueo invernal está fuertemente anticorrelacionado con la Oscilación del Atlántico Norte (Wazneh et al. 2021).

En promedio anual, la región ártica al norte de 70° N pierde energía radiativa hacia el espacio, actuando como el principal sumidero de calor para el planeta (es decir, la relación ganancia/pérdida de energía más negativa en ToA; ver Fig. 10.4), pero la mayor parte de la pérdida de energía se concentra en la estación fría (nov-abr; Fig. 10.9), cuando el balance energético ártico es más negativo. En verano, el calor transportado al Ártico se almacena en su mayor parte, mediante el calentamiento del océano y el deshielo del hielo y la nieve, hasta la llegada de la estación fría, cuando se devuelve a la atmósfera, mediante los procesos inversos. El calor almacenado en verano se pierde junto con el calor transportado por la atmósfera desde latitudes más bajas por enfriamiento radiativo durante la estación fría. El agua precipitable del Ártico es de c. 1,5 cm en verano, pero en invierno desciende a c. 0,2 cm (Wang & Key 2005), el valor más bajo fuera de la Antártida. Como resultado, la nubosidad

disminuye en invierno (Fig. 10.3a; Wang & Key 2005), aumentando la pérdida de energía. Con una cubierta de nubes reducida, casi sin vapor de agua, y sin efecto albedo, el Ártico en invierno no tiene esencialmente retroalimentación positiva al efecto invernadero del CO2 .

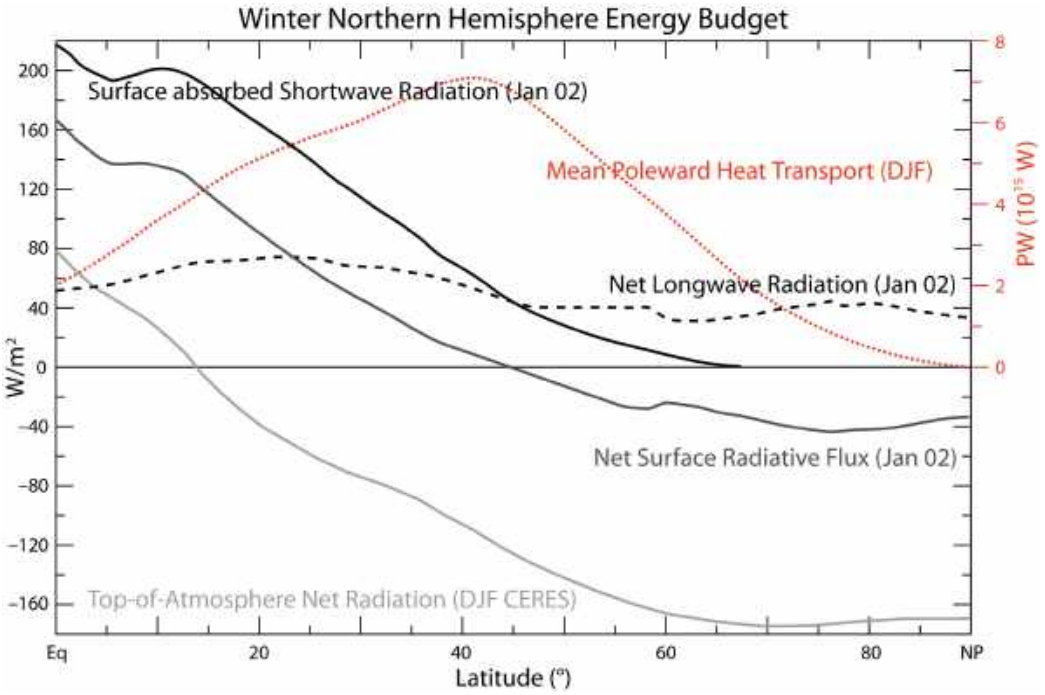


Fig. 10.9 El Ártico en invierno es el mayor sumidero de calor del planeta
En enero no hay radiación superficial de onda corta (línea negra) al norte de 70° N, pero la superficie sigue emitiendo radiación de onda larga (línea discontinua). En consecuencia, el flujo radiativo neto en superficie (línea gris oscura) es negativo. Aunque el calor transportado hacia el polo en invierno (línea de puntos, escala derecha) calienta la superficie y la atmósfera, también provoca una pérdida de energía mucho mayor en la parte superior de la atmósfera (línea gris claro). Curvas de radiación según Randall 2015, transporte estacional invernal según Liang et al. 2018.

La amplificación ártica, el mayor calentamiento del Ártico en comparación con latitudes más bajas, es consecuencia de un aumento de la TA, ya que el Ártico tiene un presupuesto energético anual negativo. Si se observa el cambio estacional de la temperatura superficial al norte de 80° N, queda claro que la amplificación ártica es un fenómeno estacional, ya que las temperaturas estivales no aumentan (Fig. 10.10). Cualquier aumento de la TA neta de calor estival hacia el Ártico va a parar al deshielo y la nieve, una forma de almacenamiento de energía hasta la estación fría, y a un aumento de la ROL en el ToA. La temperatura superficial invernal muestra un aumento muy pronunciado desde c. 2000 (Fig. 10.10). Es evidente que la TA hacia el Ártico ha aumentado desde entonces. El transporte invernal de calor y humedad hacia el Ártico altera la temperatura, la humedad y la nubosidad, así como las propiedades radiativas. La importación de calor y humedad al Ártico durante el invierno conduce a la formación de nubes, lo que desplaza el enfriamiento radiativo más intenso de la superficie a las cimas de las nubes, que suelen ser más cálidas en invierno debido a las inversiones térmicas. En la zona marginal de hielo marino, las intrusiones de calor invernal provocan un retroceso temporal del margen de hielo, lo que conduce a una mayor pérdida de calor por el océano hasta que el hielo vuelve a formarse (Woods & Caballero 2016). El calor advectado que no se exporta de vuelta a latitudes más bajas se distribuye entre el aumento de OLR y el aumento de la radiación descendente de onda larga. La radiación descendente aumentada incrementa la temperatura de la superficie, pero debido a la baja conductividad térmica del hielo, y dado que el océano siempre está más caliente que la atmósfera durante el invierno, comúnmente se producen inversiones de temperatura, a menudo acompañadas de inversiones de humedad, y el enfriamiento radiativo continúa desde la parte superior de la inversión o la parte superior de las nubes hasta que el vapor de agua se congela y precipita, restaurando la condición original muy fría (Fig. 10.8a).

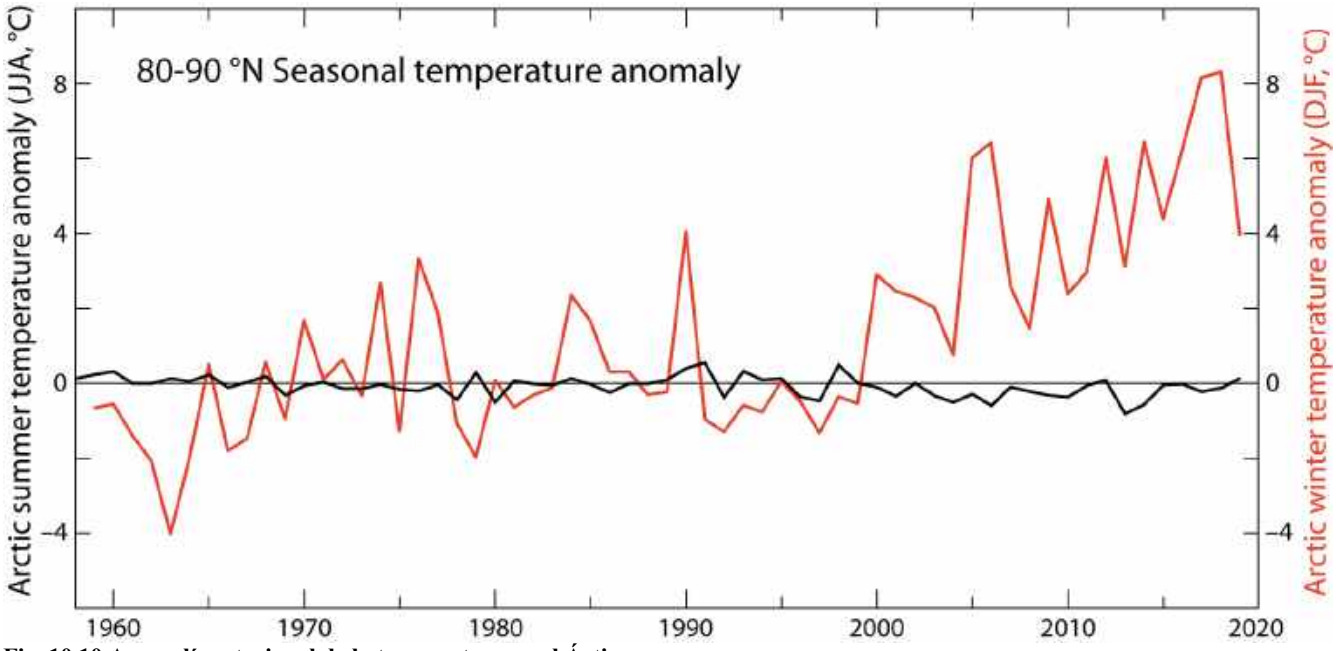


Fig. 10.10 Anomalía estacional de la temperatura en el Ártico
Curva negra, anomalía de temperatura media en verano (junio-agosto) calculada a partir del modelo atmosférico operativo del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo (ECMWF) para la región +80° N. Curva roja, la correspondiente anomalía de la temperatura media en invierno (diciembre-febrero) para la misma región. El clima de referencia es el modelo de reanálisis ECMWF-ERA40 para 1958-2002. Datos del Instituto Meteorológico Danés.

El calor se transporta más eficazmente en invierno hacia el Ártico en los momentos en que prevalecen condiciones de alta presión sobre el polo que dan lugar a un vórtice débil o dividido. El aire cálido entra en el Ártico central ascendiendo sobre el aire frío por elevación isentrópica, empujando el aire frío inferior hacia el exterior. Las masas de aire frío del Ártico se desplazan entonces sobre los continentes de latitudes medias produciendo temperaturas anómalamente frías y nieve en un patrón conocido como Ártico cálido/continentes fríos (WACC, Overland et al. 2011). Desde que comenzó la amplificación del Ártico, la frecuencia de los inviernos fríos de latitudes medias ha aumentado, algo que los modelos no pueden explicar (Cohen et al. 2020), pero algo similar ocurrió entre 1920-40 (Chen et al. 2018). La amplificación del Ártico ha resultado ser principalmente un fenómeno de la estación fría que comenzó por razones desconocidas para la mayoría de los científicos del clima y los modelos c. 2000. La amplificación del Ártico depende de los cambios en la TA.

10.4 El Niño/Oscilación Austral como parte del sistema de transporte meridional, modulado por el sol

El ENOS se ha explicado como un modo oscilatorio autosostenido y natural del sistema acoplado océano-atmósfera o como un modo estable en el que los eventos se desencadenan por forzamiento estocástico (Wang et al. 2016). Esto indica que el ENOS está muy mal entendido, ya que constituye una bomba de calor natural (Sun 2000), parte del sistema global de TA, modulado por forzamiento externo. Es la respuesta del sistema acoplado océano-atmósfera a un problema de MT. La mayor parte de la energía solar entra en el sistema climático en la banda tropical, pero la TA es muy ineficiente cerca del ecuador. El calor estático seco transportado hacia el polo por la rama superior de la circulación Hadley es casi igualado por el calor latente transportado hacia el ecuador por su rama inferior. Además, los vientos predominantes en superficie en las células de Hadley se dirigen hacia el ecuador y luego giran hacia el oeste en el ecuador. Así pues, la circulación impulsada por el viento no dirige el calor hacia el polo desde el ecuador, sino que lo lanza contra el margen occidental de las cuencas oceánicas, donde las corrientes fronterizas occidentales dirigen el calor hacia el polo y transfieren grandes cantidades de calor a la atmósfera (Yu & Weller 2007). El ENOS es la respuesta de la Tierra a la reducción del transporte atmosférico hacia los polos en los trópicos. El Niño se encarga de transportar fuera de los trópicos el calor residual acumulado en la superficie y subsuperficie oceánicas en el IPWP.

El ENOS tiene tres modos principales, El Niño, La Niña y Neutro, pero, erróneamente, sólo dos de ellos suelen considerarse significativos. Sin embargo, un simple análisis de frecuencia de los tres por separado revela que el opuesto de La Niña no es El Niño, como se supone universalmente, sino Neutral. Los Niños suelen tener lugar cada 2-3 años (rango 1-4 años), por lo que siempre hay 1-3 Niños en un periodo de 5 años. Las Niñas y los años neutros son más variables, ya que puede haber de 0 a 4 de cada uno en un periodo de 5 años. Es importante destacar que Los Niños (no mostrados en la Fig. 10.11a) no se correlacionan significativamente con Las Niñas o Neutrales, mientras que Las Niñas y Neutrales muestran una

muy fuerte anti-correlación (Fig. 10.11a). Esta anti-correlación es una clara indicación de que los dos estados básicos de ENSO son La Niña y Neutral. La MT tropical es más débil (menos eficiente) durante los años Niña (Sun 2000) cuando se acumula el volumen de agua cálida (WWV; Meinen & McPhaden 2000). La MT es más fuerte durante los años Niño cuando el WWV disminuye como se muestra en la Fig.10.11c. Los Niños ocurren periódicamente (una vez cada 3 años en promedio) y mueven el calor fuera de la región ecuatorial y del IPWP, reduciendo el WWV. Durante los años Neutros la MT tropical es intermedia y la WWV cambia menos que durante Los Niños o Las Niñas. La alternancia entre periodos Niña-frecuentes y Neutrales-frecuentes sigue una variabilidad cuasi-decadal que está sincronizada con el ciclo solar (Fig. 10.11a), con años Neutrales ocurriendo más a menudo durante o después de años de alta actividad solar y Niñas predominando durante o después de años de baja actividad solar. Los Niños ocurren con un ritmo diferente que altera ligeramente el patrón solar Niña-Neutral. La sincronización con el ciclo solar explica el pico de frecuencia del ENOS a los 11 años (Fig. 10.11b). La explicación de la sincronización ENSO-solar es que forma parte del sistema global de MT, y la variabilidad solar es uno de los varios fenómenos que modulan la MT (ver Cap. 11).

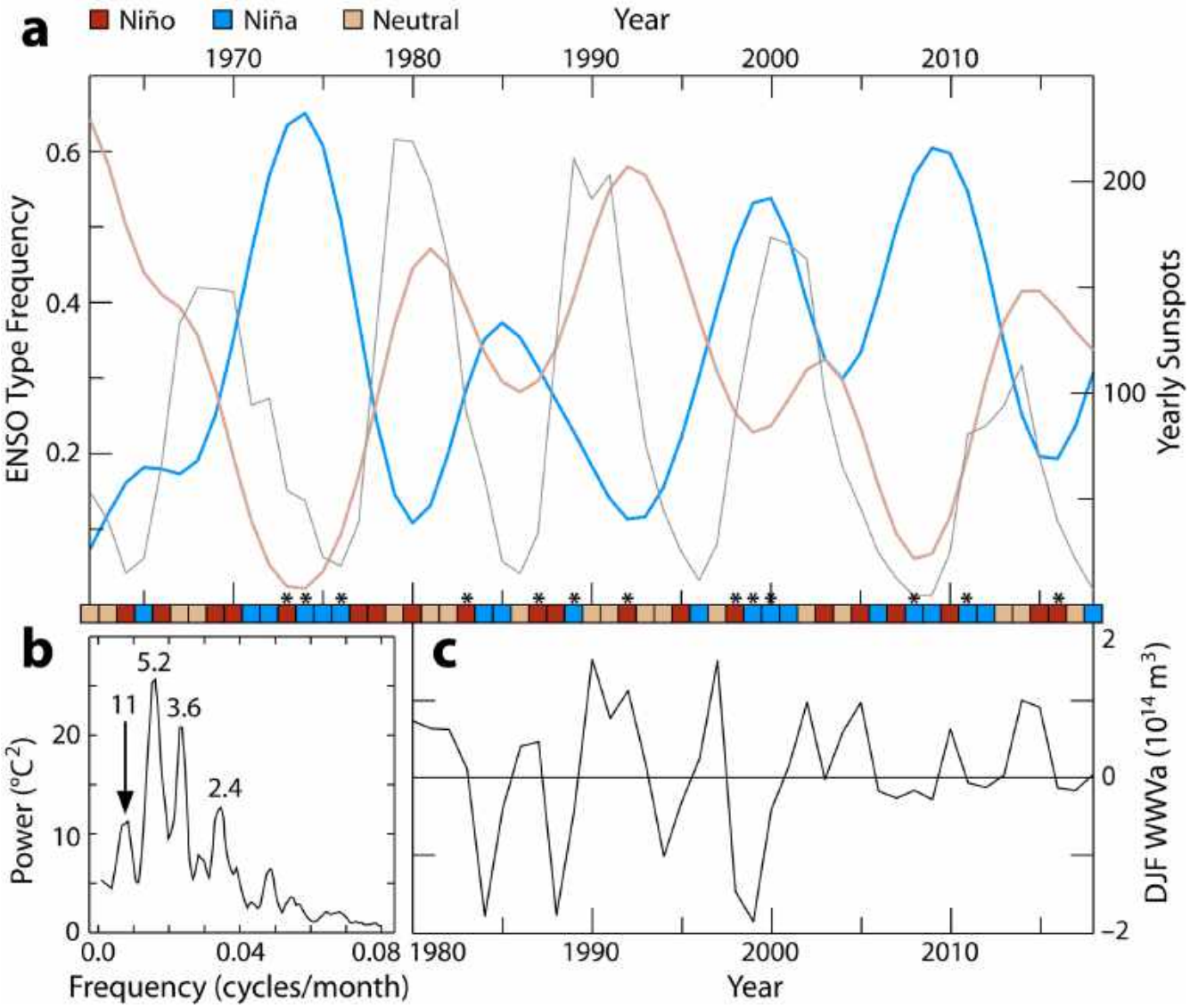


Fig. 10.11 Modos ENSO y actividad solar

a) Frecuencia de años Niña (línea gruesa azul) y años Neutral (línea gruesa marrón claro) en una media móvil centrada de 5 años (filtrado gaussiano) entre 1962-2018 mostrando una anticorrelación casi perfecta para todo el periodo. Los recuadros pequeños son la clasificación del modo ENSO según Domeisen et al. 2019, con recuadros de color rojo oscuro para los años Niño, y del mismo color que las curvas para los años Niña y Neutral. Los asteriscos marcan eventos Niño y Niña fuertes con ≥1° C de anomalía en el Índice Niño Oceánico. La línea gris fina es el número de manchas solares anuales. **b)** Espectro de potencia de la serie temporal de anomalías de la TSM Niño-3.4 1900-2008 según Deser et al. 2010. Una flecha marca el pico de frecuencia de 11 años que podría corresponder al efecto del ciclo solar. **c)** Anomalía media del volumen de agua cálida entre diciembre y febrero por encima de la isoterma de 20° C entre 5 N-5°° S, 120 E-80°° W. Datos de la Oficina del Proyecto TAO de NOAA/PMEL.

El examen de las condiciones de ENSO durante el ciclo solar revela además la correlación entre la actividad solar y la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial. El análisis de los datos de temperatura superficial del mar (TSM) ENSO desde 1950, cuando el Índice del Niño Oceánico (ONI) está disponible, realizando un análisis de época durante el ciclo solar (corrigiendo por la duración variable de cada ciclo solar), permite la identificación de cinco fases ENSO durante el ciclo solar de c. 11 años (Fig. 10.12).

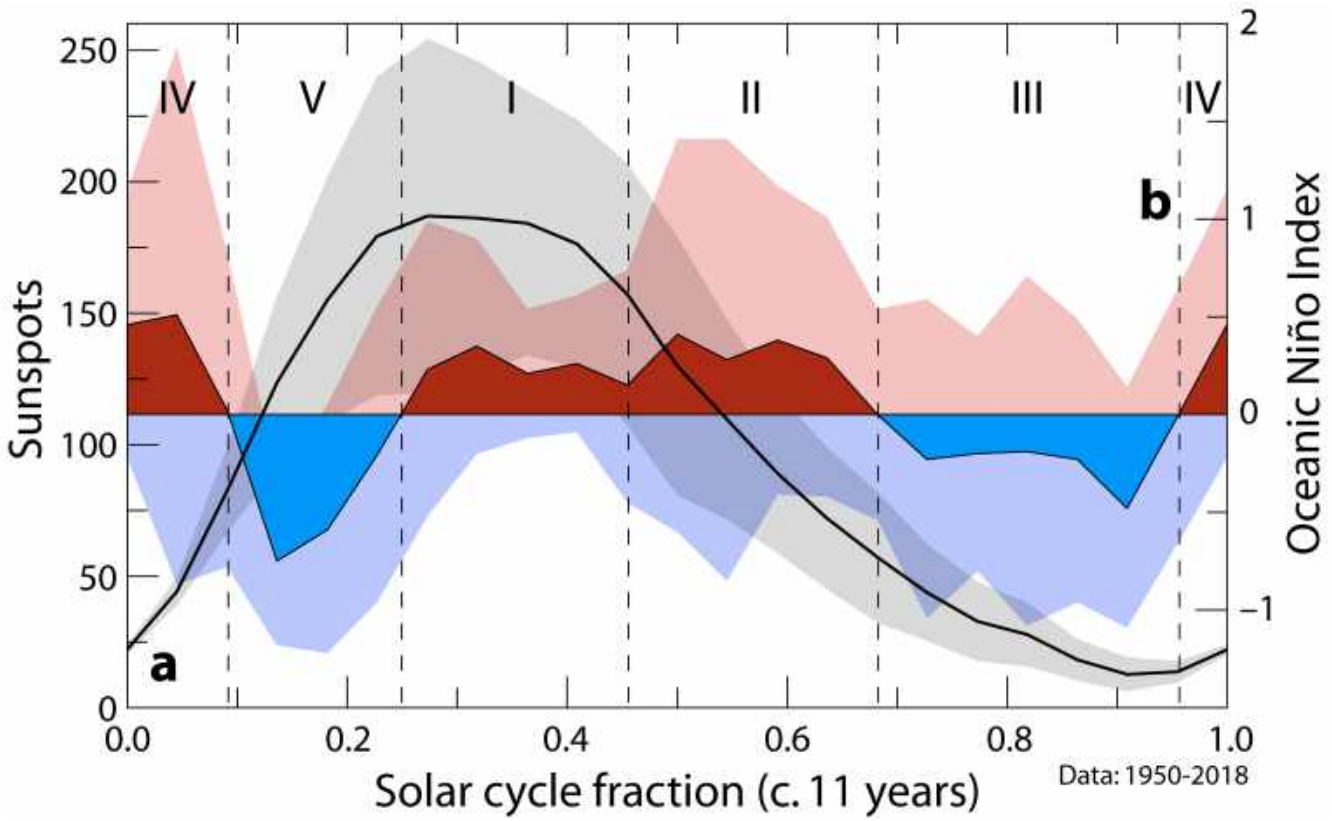


Fig. 10.12 Relación ciclo solar-ENSO
a) Curva negra, escala izquierda, promedio de época del número mensual suavizado de manchas solares, para seis ciclos solares y medio entre 1950-2018, comenzando y terminando la época del ciclo cuando el número mensual suavizado de manchas solares cambia de <30 a >30. La zona gris corresponde a la desviación estándar de las medias en cada posición. Datos de WDC-SILSO, Real Observatorio de Bélgica. **b)** Áreas coloreadas, escala derecha, datos del Índice del Niño Oceánico de NOAA entre 1950-2018 distribuidos a lo largo del ciclo solar como se calculó para (a). Las áreas por encima de cero representan condiciones ONI medias positivas y las áreas por debajo de cero condiciones ONI medias negativas. Las áreas de color claro representan la desviación estándar de los promedios en cada posición. Se pueden identificar cinco fases diferentes a partir de la respuesta del ENSO a la actividad solar. Fase I, actividad solar elevada y condiciones ONI predominantemente positivas. Fase II, actividad solar decreciente y condiciones ENSO muy variables. Fase III, baja actividad solar y condiciones ONI predominantemente negativas. Fase IV, tras el mínimo solar, predominio de las condiciones de El Niño. Fase V, actividad solar en rápido aumento y condiciones predominantes de La Niña.

A efectos de este análisis, el inicio y el final del ciclo solar se definen por el cambio del número internacional de manchas solares suavizado mensualmente (WDC-SILSO) de menos a más de 30 manchas solares, un punto bien definido en cada ciclo. Los datos temporales (en meses) se normalizan como fracciones de un ciclo solar de duración variable (análisis de épocas). La distribución de los datos del ONI (mensuales, promediados en 3 meses; NOAA) de la misma manera permite calcular la media y la desviación típica en cada fracción de ciclo solar para los seis ciclos solares y medio desde 1950, cuando se dispone de los datos del ONI.

La fase I comienza cuando se alcanza por término medio el pico de actividad solar (c. 2,5 años del ciclo definido) y dura unos dos años y medio durante los cuales son más probables las condiciones ONI positivas, tras el pico de actividad solar. La fase II, de otros dos años y medio de duración, coincide con el descenso de la actividad solar y es un periodo muy variable. La fase III, de unos tres años de duración, coincide con el declive final de la actividad solar hacia el mínimo solar, y suele presentar condiciones ONI negativas. Especialmente frecuente es La Niña cerca del mínimo solar. Las dos últimas fases son las que presentan una mayor desviación respecto a la media. La fase IV, un corto periodo de aproximadamente 1,5 años, comienza en el momento de mínima actividad solar, y suele presentar condiciones ONI positivas que a veces dan lugar a Niños considerablemente fuertes, como en 1998. Posteriormente, la fase V coincide con el periodo de rápido aumento de la actividad solar, que produce de forma fiable condiciones ONI negativas y Niñas frecuentes.

Como hemos visto (Fig. 10.11) la modulación solar de ENSO se debe principalmente a una tendencia de La Niña a ocurrir cerca del mínimo solar (fases III y V), y es estadísticamente significativa. Podemos examinar la fase V que muestra la mayor desviación negativa del ONI con respecto a la media. Para ello, promediamos los valores del ONI de los meses en los que el número total mensual de manchas solares suavizado durante 13 meses (WDC-SILSO) aumenta entre el 35 y el 80% del total de los ciclos solares 19-24 (11/1955-11/1956, 7/1966-5/1967, 3/1978-2/1979, 3/1988-11/1988, 3/1998-8/1999, 12/2010-12/2011). El valor medio del ONI para esos 76 meses es de -0,649 (es decir, condición de La Niña). Un experimento de Monte Carlo que utilice los 816 periodos mensuales contiguos de 12 meses del conjunto de datos del ONI (1/1950-11/2018) y extraiga aleatoriamente 100.000 grupos de seis y los promedie, sólo produce un valor del ONI igual o inferior el 0,7% de las veces. El caso de La Niña con un aumento de la actividad solar del 35-80% tiene una probabilidad del 99,3% de no deberse al azar. El ENOS está modulado por la actividad solar.

Las pruebas de una modulación solar del ENOS han quedado oscurecidas porque, a diferencia de La Niña o Neutral, la frecuencia de El Niño tiene una correlación menor con la actividad solar. A pesar de esta dificultad, varios autores han notado y reportado la asociación de La Niña, o más generalmente ENSO con el ciclo solar (Anderson 1990; Landscheidt 2000; White & Liu 2008; Leamon et al. 2021; Lin et al. 2021). Haam y Tung (2012) trataron de explicar esto como una correlación espuria entre dos series autocorrelacionadas, pero Wang et al. (2020) utilizando el análisis del flujo de información encontraron un vínculo causal entre la actividad solar y el ENSO. Además, se sabe que la oscilación cuasi-bienal (QBO), el ENOS y la actividad solar afectan al transporte estratosférico (Rao et al. 2019) y al FV. La QBO modula el efecto de la actividad solar (Labitzke & van Loon 1988), la actividad solar modula la QBO (Salby & Callaghan 2000), y el ENSO modula la QBO (Taguchi 2010). La actividad solar, la QBO y el ENOS son tres factores interrelacionados que afectan al transporte estratosférico (Rao et al. 2019), y una modulación solar del ENOS no parece descabellada.

El efecto solar en el ENOS generalmente no se reconoce, a pesar de las sólidas pruebas y la importante bibliografía, principalmente porque no se explica y no surge de los modelos. Una reciente revisión sobre la complejidad de ENSO realizada por 45 destacados expertos en ENSO (Timmermann et al. 2018) no menciona ningún efecto solar y no reconoce que ENSO es la consecuencia de la tremenda necesidad de transportar calor fuera de la región ecuatorial en ausencia de suficiente transporte atmosférico.

Si ENSO es una bomba de calor ecuatorial (Sun 2000) que oscila entre La Niña y condiciones neutras, con El Niño bombeando periódicamente el calor residual acumulado fuera de la región, encontraríamos una explicación para algunos de los aspectos más desconcertantes de El Niño. La frecuencia y magnitud a largo plazo de los Niños dependería de la tasa de acumulación de calor residual, es decir, de los cambios a largo plazo en la TA. Se sabe por proxies que Los Niños y la exportación de calor del IPWP aumentaron durante la Pequeña Edad de Hielo y se redujeron durante el Periodo Cálido Medieval y el Óptimo Climático del Holoceno (Moy et al. 2002; Perner et al. 2018). Los Niños se harían más abundantes cuando el planeta se enfría-porque un MT aumentado es como se enfría.

Otro aspecto desconcertante de El Niño es que se presenta en sabores que denotan variabilidad geográfica (Niños del Pacífico Central frente a Niños del Pacífico Oriental). Existen pruebas de que hay cambios a largo plazo en su predominio durante el Holoceno (Karamperidou et al. 2015) y durante las últimas décadas (Fedorov et al. 2020). Estos cambios de El Niño probablemente reflejan cambios en la MT que también tienen una fuerte variabilidad geográfica entre las vías de MT del Pacífico y del Atlántico, ya que los modos de variabilidad de ENSO y MT cambiaron simultáneamente en el Cambio Climático de 1997-98 (véase el Cap. 11). Los eventos ENSO están ligados al ciclo anual porque ENSO pertenece al sistema MT, y MT es más fuerte hacia el Polo Norte invernal. La relación entre ENSO y los ciclos anuales del IPWP se ha denominado modo C y se ha demostrado que está modulada por la Oscilación Multidecenal del Atlántico (AMO; Geng et al. 2020). Durante una fase positiva de la AMO, los fenómenos de El Niño son claramente más débiles que en una fase negativa de la AMO. No es que la modulación de la OMA determine cambios decenales en las propiedades de ENOS, como sugieren los autores. Es que tanto AMO como ENSO dependen de los cambios de MT en fuerza absoluta y fuerza relativa entre las vías del Pacífico y del Atlántico.

10.5 El Sol, la QBO y la modulación ENOS del acoplamiento estratosfera-troposfera

La QBO es un fenómeno atmosférico muy notable y determina, junto con el ENOS, la variabilidad meteorológica estacional e interanual. En la estratosfera ecuatorial, fuertes vientos zonales rodean la Tierra. Se originan a una altitud de 10 hPa (unos 35 km) y migran hacia abajo a razón de 1 km/mes hasta disiparse en la base de la estratosfera a 80 hPa (unos 20 km). A medida que el nuevo cinturón de vientos zonales se origina para reemplazar al anterior que migra hacia abajo, se mueve en dirección opuesta, alternando vientos del este y del oeste (Baldwin et al. 2001). La QBO suele definirse por la velocidad del viento a 30 hPa, donde los vientos en una dirección comenzarán y aumentarán su fuerza, para luego disminuir y ser sustituidos por vientos que se mueven en la dirección opuesta. Las fases oriental y occidental de la QBO se alternan cada 22-34 meses con una media de 28 meses, pero la periodicidad está sintonizada con el ciclo anual, por lo que la inversión de fase se produce preferentemente durante el final de la primavera boreal. La firma del momento angular de la QBO, en lugar de tener un único

pico de frecuencia espectral en torno a los 28 meses, incluye dos picos espectrales más pequeños en las frecuencias anual y bianual.

Lindzen y Holton (1968) propusieron en su momento, y posteriormente demostraron, que las ondas gravitatorias de propagación vertical originadas por convección proporcionaban el forzamiento ondulatorio (impulso) necesario para la generación de la QBO y su mantenimiento . Actualmente se sabe que las ondas Kelvin atrapadas ecuatorialmente proporcionan el impulso hacia el oeste y las ondas gravitatorias de Rossby proporcionan el impulso hacia el este para producir la oscilación QBO. La QBO es un fenómeno tropical que afecta a la estratosfera global a través de la modulación de los vientos, la temperatura, las ondas extratropicales, la circulación meridional del viento, el transporte de componentes químicos y la distribución del ozono.

Uno de los aspectos más desconcertantes de la QBO es que también modula el NH PV, una persistente zona invernal de bajas presiones a gran escala, de la troposfera media a la estratosfera, que cuando es fuerte contiene una gran masa de aire ártico muy frío y denso, y cuando es débil y desorganizada permite que masas de aire ártico frío empujen hacia el ecuador, provocando bruscos descensos de temperatura en amplias regiones del NH. En 1980, Holton y Tan publicaron un trabajo fundamental que relacionaba la QBO con la circulación atmosférica mundial. Uno de sus hallazgos, conocido desde entonces como efecto Holton-Tan, fue una correlación significativa entre la fase occidental de la QBO y un geopotencial medio zonal bajo en el Polo Norte, cuando había ondas planetarias. Un geopotencial más bajo significa un FV más organizado y temperaturas más bajas. Holton y Tan tuvieron que introducir la condición de las ondas planetarias porque en ciertos momentos la correlación se rompía. Karin Labitzke (1987) observó que la correlación vórtice-QBO se rompía a veces durante los vientos del oeste, pero sólo cuando el número de manchas solares estaba cerca de su máximo. Decidió segregar los datos sobre las temperaturas polares estratosféricas en función de la fase QBO. La muy baja correlación entre la actividad solar y las temperaturas polares, cuando se consideran todos los datos, se convierte en muy alta utilizando los datos segregados (Fig. 10.13). Cuando publicó su hallazgo James Holton dijo: *"Superficialmente, no puedo encontrar nada malo en ello, pero no hay absolutamente ninguna base física, y eso me molesta. Esta gente tiene la correlación más alta que he visto, pero si yo fuera un hombre de apuestas, apostaría en contra".* (Kerr 1987). Holton habría perdido su apuesta, pero muestra cómo las observaciones se aceptan o cuestionan en función de lo bien que se ajustan a la hipótesis dominante.

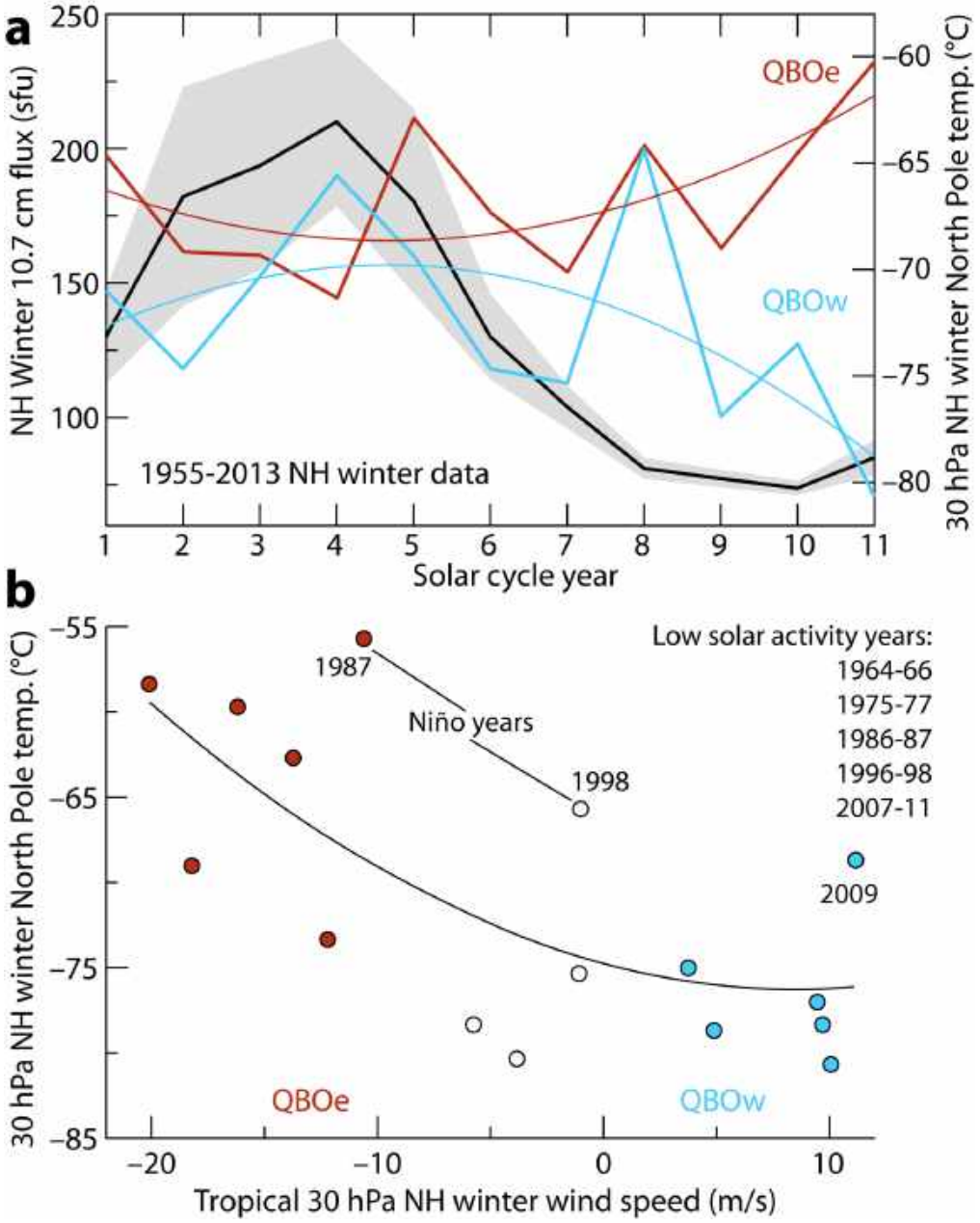


Fig. 10.13 Efecto de la actividad solar en la temperatura estratosférica invernal del Polo Norte
a) Curva negra y área gris claro, promedio y desviación estándar del flujo de 10,7 cm en invierno (DJF) entre diciembre de 1955 y febrero de 2013, una aproximación a la actividad solar, ajustada a un ciclo solar de 11 años. El ciclo solar 21 no tiene datos para el año 11, y el ciclo solar 23 tiene dos puntos para el año 10 y dos para el año 11. Las curvas de colores corresponden a la temperatura invernal a 30 hPa (estratosfera) sobre el Polo Norte calculada como la media de los tres valores más centrados entre las temperaturas medias mensuales del DJFM (descartados los valores atípicos) y trazada según la posición en el ciclo solar de 11 años. La curva gruesa de color rojo oscuro es la temperatura para los inviernos en los que la QBO presentó valores medios DJF inferiores a -5,8 $ms^{(-1)}$ (los valores negativos denotan viento de levante) correspondientes a la QBOe (de levante). La curva fina rojo oscuro es la regresión cuadrática. La curva gruesa azul claro es la temperatura para los inviernos en los que la QBO presentó valores medios de DJF superiores a 1,1 $ms^{(-1)}$ (los valores positivos denotan viento del oeste) correspondientes a la QBOw (del oeste). La curva fina azul claro es la regresión cuadrática. **b)** Diagrama de dispersión de la temperatura invernal del Polo Norte a 30 hPa, determinada como en (a) frente a la velocidad del viento tropical invernal a 30 hPa para los años con actividad solar muy baja, correspondientes a los años 9 a 11 del ciclo solar definido en (a), e indicados en el gráfico. Los puntos de color rojo oscuro son los valores de QBOe utilizados para la misma curva de color en (a). Los puntos de color azul claro son los valores de QBOw utilizados para la misma curva de color en (a). La curva fina negra es la regresión cuadrática. Se indican los años fuertes de El Niño. Datos sobre la temperatura estratosférica del Polo Norte del Instituto de Meteorología de la Universidad Libre de Berlín. Datos sobre el flujo solar de 10,7 cm del visor STAFF del Real Observatorio de Bélgica.

Los datos indican que la correlación de la temperatura estratosférica del Polo Norte con el forzamiento solar depende del estado de la QBO. Durante los años QBOe (este) la temperatura polar estratosférica es más baja cuando la actividad solar es

más alta, y más alta cuando la actividad solar es más baja. Exactamente lo contrario ocurre durante los años QBOw (oeste) (Fig. 10.13a). Las temperaturas QBOe más bajas y QBOw más altas son similares, la mayor diferencia ocurre durante los años de baja actividad solar. La diferencia media de temperatura invernal en el Polo Norte a 30 hPa entre los años QBOe y QBOw en condiciones de baja actividad solar es de unos asombrosos 20 ° C (Fig. 10.13). La temperatura estratosférica invernal del Polo Norte refleja las condiciones FV que influyen fuertemente en la troposfera NH. La temperatura también se ve afectada por fuertes condiciones de El Niño (Fig. 10.13b).

El efecto de la actividad solar sobre la presión invernal a nivel del mar en el NH, la temperatura del aire en superficie, la temperatura a 700 mb y la altura geopotencial mostraron correlaciones sorprendentemente altas sobre extensas áreas del NH con una marcada tendencia a mostrar patrones opuestos para cada fase de la QBO (van Loon & Labitzke 1988). La correlación inusualmente alta entre la actividad solar y la presión a nivel del mar o la temperatura superficial parecen explicar una fracción importante de la variabilidad interanual total en la circulación invernal (Peixoto & Oort 1992). La segregación de datos, de la que Labitzke fue pionero, se ha utilizado con gran éxito para establecer la relación entre fenómenos que presentan fases, como la QBO, la variabilidad solar y el ENOS, y sus efectos sobre la PV, los SSW, la Oscilación Decadal del Pacífico y la NAO. Los modelos meteorológicos y climáticos tienen problemas para reproducir una QBO realista. Por ejemplo, sólo 4 de los más de 30 modelos utilizados para el informe AR5 del IPCC tenían algún tipo de QBO. Sin embargo, los reanálisis muestran fácilmente la asociación estadística entre la fase QBO y la actividad solar con la temperatura estratosférica y la altura geopotencial (Fig. 10.14). La altura geopotencial es la altura real de una superficie de presión sobre el nivel medio del mar, y está relacionada con la densidad del aire que hay debajo. Una altura geopotencial baja indica la presencia de masas de aire denso y frío debajo, mientras que una altura geopotencial alta indica lo contrario.

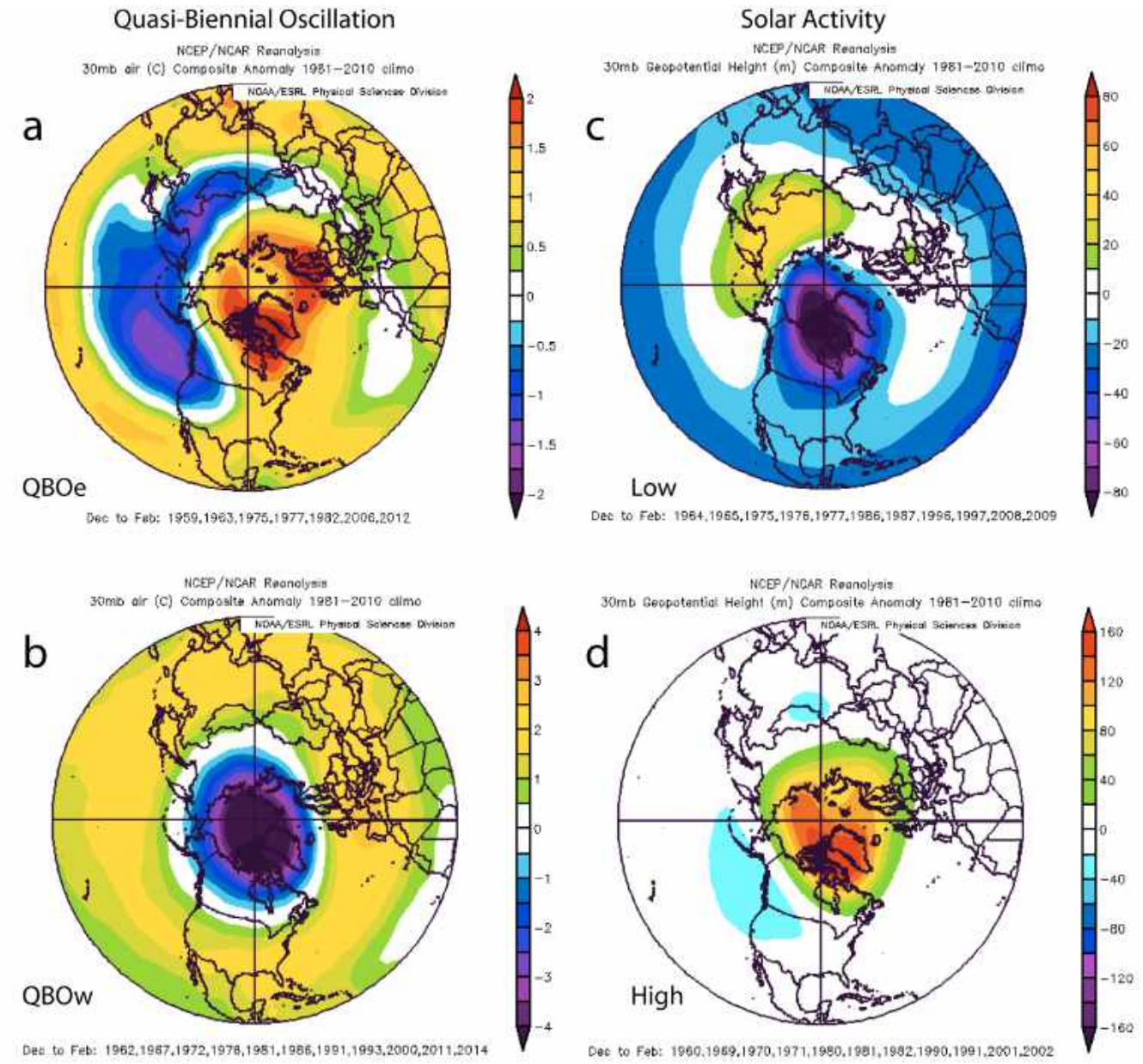


Fig. 10.14 Efecto de la fase QBO y de la actividad solar sobre la temperatura estratosférica invernal y la altura geopotencial en el hemisferio norte

a) Compuesto NCEP/NCAR de la anomalía de temperatura de diciembre-febrero a 30 hPa (° C, línea de base 1981-2010) para siete años de QBO oriental. La situación corresponde a un vórtice polar desorganizado con incursiones más frecuentes de aire frío ártico en superficie en latitudes más bajas. **b)** Igual que en (a) para once años de QBO del oeste. Un vórtice polar bien organizado mantiene el aire ártico atrapado por debajo. **c)** Compuesto de la anomalía de altura geopotencial de diciembre-febrero 30 hPa (m, línea de base 1981-2010) para once años de mínimo solar. **d)** Compuesto de la anomalía de altura geopotencial de diciembre-febrero 30 hPa (m, línea de base 1981-2010) para once años de máximo solar. Figura obtenida de la herramienta de reanálisis NOAA/ESRL, Boulder, CO.

Se ha sospechado que el ENSO afecta al PV estratosférico septentrional invernal desde la década de 1980, con los años de El Niño resultando en un PV más perturbado y cálido que los años de La Niña (ver Fig. 10.13b), pero las estadísticas eran difíciles de desentrañar, ya que los inviernos de El Niño tienden a coincidir con la QBOe, y no había suficientes años de datos disponibles para separar los tres factores que afectan al PV invernal: QBO, ciclo solar y fases ENSO. Sin embargo, el efecto se observó en los modelos, ya que los años El Niño tenían el doble de probabilidades de producir SSW que los años La Niña. Tras confirmar la importancia estadística de los efectos de la QBO y del ciclo solar sobre el PV, Camp y Tung (2007) se mostraron intrigados por el hecho de que no fuera necesario estratificar los datos por fases de ENSO para ver su efecto. Esto sólo era posible si el efecto de ENSO era pequeño o si la perturbación de ENSO adoptaba una forma espacial casi ortogonal a la forma espacial de las perturbaciones de QBO y del ciclo solar. Esto último resultó ser correcto, ya que El Niño produce un calentamiento en una amplia latitud desde las latitudes medias hasta el polo, mientras que la QBO y el ciclo solar calientan

la estratosfera polar aproximadamente en la misma magnitud, pero su patrón espacial está más confinado a la región polar (Camp & Tung 2007). Esta diferencia sugiere que el efecto del ENOS también es fuerte sobre la TA troposférica/oceánica, mientras que el efecto del QBO y del ciclo solar es más directo sobre la TA estratosférica.

El entendimiento actual, apoyado por observaciones, reanálisis y modelización, es que la estratosfera polar invernal se calienta por la transferencia de momento y los cambios de presión causados por diferentes tipos de ondas gravitatorias que se originan por convección y fenómenos meteorológicos en la troposfera y se propagan verticalmente pudiendo afectar a los modos anulares polares debilitándolos. Los SSW son el resultado extremo de la ruptura de las ondas planetarias y pueden ser desencadenados por la variabilidad no forzada, la QBOe, el ciclo solar o El Niño. La QBO, la actividad solar y el ENOS actúan como guardianes determinando las propiedades de propagación de las ondas planetarias en la estratosfera. Las combinaciones de estos tres factores durante el invierno provocan una interferencia constructiva o destructiva con las ondas planetarias verticales, y en el primer caso las ondas se desvían hacia el polo transmitiendo momento y energía a la PV estratosférica donde se rompen, provocando un calentamiento que puede resultar en casos extremos en SSW. Los cambios en la actividad UV solar determinan los niveles de ozono tropical estratosférico y el calentamiento creando anomalías de temperatura y velocidad del viento. Estas anomalías a veces se mantienen y potencian por su interacción con las ondas planetarias cuando las propiedades de propagación de la estratosfera lo permiten durante ciertos inviernos, y migran hacia el polo en el NH y hacia abajo a la troposfera polar. En la superficie determinan el estado del modo dominante de variabilidad, la Oscilación Ártica, y luego extienden su influencia a la Oscilación del Atlántico Norte.

El acoplamiento estratosfera-troposfera ha sido una de las principales sorpresas sobre la atmósfera de las últimas décadas (Baldwin et al. 2019). La Oscilación Ártica (AO, o Modo Anular del Norte NAM) está fuertemente conectada con la estratosfera. La presión a nivel del mar, la temperatura de la superficie y los patrones de viento responden a los cambios en la estratosfera con un patrón similar al de la AO, con un ligero retraso de unos dos meses. Asimismo, las corrientes en chorro del Atlántico y el Pacífico y las trayectorias de las tormentas cambian sistemáticamente en respuesta a la variabilidad estratosférica. Los fenómenos meteorológicos extremos de invierno y primavera en Europa y Norteamérica se asocian con frecuencia a cambios en la estratosfera. Las previsiones meteorológicas para estas regiones en plazos mensuales o estacionales mejoran mucho cuando se tienen en cuenta las condiciones estratosféricas (Baldwin et al. 2019; Domeisen et al. 2020). Los cambios inducidos por la actividad solar en el ozono estratosférico, la temperatura y las propiedades de propagación a las ondas planetarias, tienen una forma de afectar al tiempo y al clima de superficie a través de este acoplamiento estratosfera-troposfera, y existen numerosas pruebas de este mecanismo indirecto descendente a partir de observaciones y modelos (Baldwin et al. 2019).

Mientras que las fases este y oeste de la QBO tienen una influencia opuesta en la modulación del efecto de la actividad solar, es la QBOe en combinación con baja actividad solar la que muestra la mayor desviación de las condiciones medias (Fig. 10.13). En los inviernos con QBOe, durante la baja actividad solar, la altura geopotencial polar es mayor, las temperaturas estratosféricas polares son más altas, el SSW se produce antes, el PV es más frecuentemente más débil y desorganizado, la corriente en chorro polar forma meandros que se extienden hacia latitudes más bajas, hay una mayor frecuencia de días de bloqueo, y la AO y la NAO tienden a estar en su fase negativa (Roy 2014; Hall et al. 2015). Esto se traduce en inviernos más fríos en las latitudes medias-altas del hemisferio norte. Los meteorólogos han aprendido que los inviernos del NH con QBOe y baja actividad solar (como el invierno 2017-18) tienden a ser fríos y con más nieve, especialmente en años que no son de La Niña, a menos que una reciente erupción volcánica de alcance estratosférico interfiera y produzca un invierno más cálido.

Dada la complejidad de la transmisión de la señal solar a través de esta vía indirecta descendente, que es a la vez condicional y estacional, aún no disponemos de una buena comprensión cuantitativa del mecanismo. Otra complicación se deriva de la incapacidad de la mayoría de los modelos para incluir o reproducir de forma realista los fenómenos estratosféricos. Sin embargo, el conocimiento cualitativo está sólidamente fundamentado en la observación, el reanálisis y la modelización (Baldwind & Dunkerton 2005; Gray et al. 2010; Baldwin et al. 2019). Durante los grandes mínimos solares, la actividad solar se estanca en modo bajo, y la frecuencia de inviernos fríos en el NH se multiplica, aunque todavía pueden producirse inviernos cálidos, especialmente durante las fases de QBOw. Un debilitamiento significativo de la FV y de las condiciones negativas de la OA invernal se acompaña de una disminución general de las temperaturas invernales en las latitudes medias y de un aumento de las precipitaciones en forma de nieve, que provocan el avance de los glaciares. Estas fueron las condiciones observadas durante el periodo Maunder de la Pequeña Edad de Hielo que se han reproducido en modelos con una clara atribución solar (Shindell et al. 2001).

Como hemos visto, existen varias vías por las que la señal solar se transmite al sistema acoplado atmósfera-océano y se amplifica a través de varios mecanismos de retroalimentación, afectando al clima (Roy 2014; Fig. 10.15). Aunque los cambios solares sean pequeños, la energía de amplificación la proporciona el sistema climático. Las vías son complejas, implican algunos de los fenómenos climáticos menos conocidos y actúan de forma dependiente de la fase, la estación y la latitud, a menudo con resultados opuestos. Al efecto combinado del ENSO, la QBO y la actividad solar descrito en la Fig. 10.15 hay que añadir la modulación del efecto solar por la QBO y el ENSO (Fig. 10.13), la modulación del ENSO por la actividad solar (Figs. 10.11 & 10.12), y la modulación de la QBO por el ENSO (Taguchi 2010), y por la actividad solar (Salby & Callaghan 2000). Esta es la razón por la que la señal de variabilidad solar, cuyo efecto puede verse tan claramente en los registros

paleoclimáticos, es tan difícil de ver en tiempo real. La existencia de más de una vía también multiplica la señal, y se consigue un mayor realce a través de los diferentes desfases que permiten una acumulación del efecto.

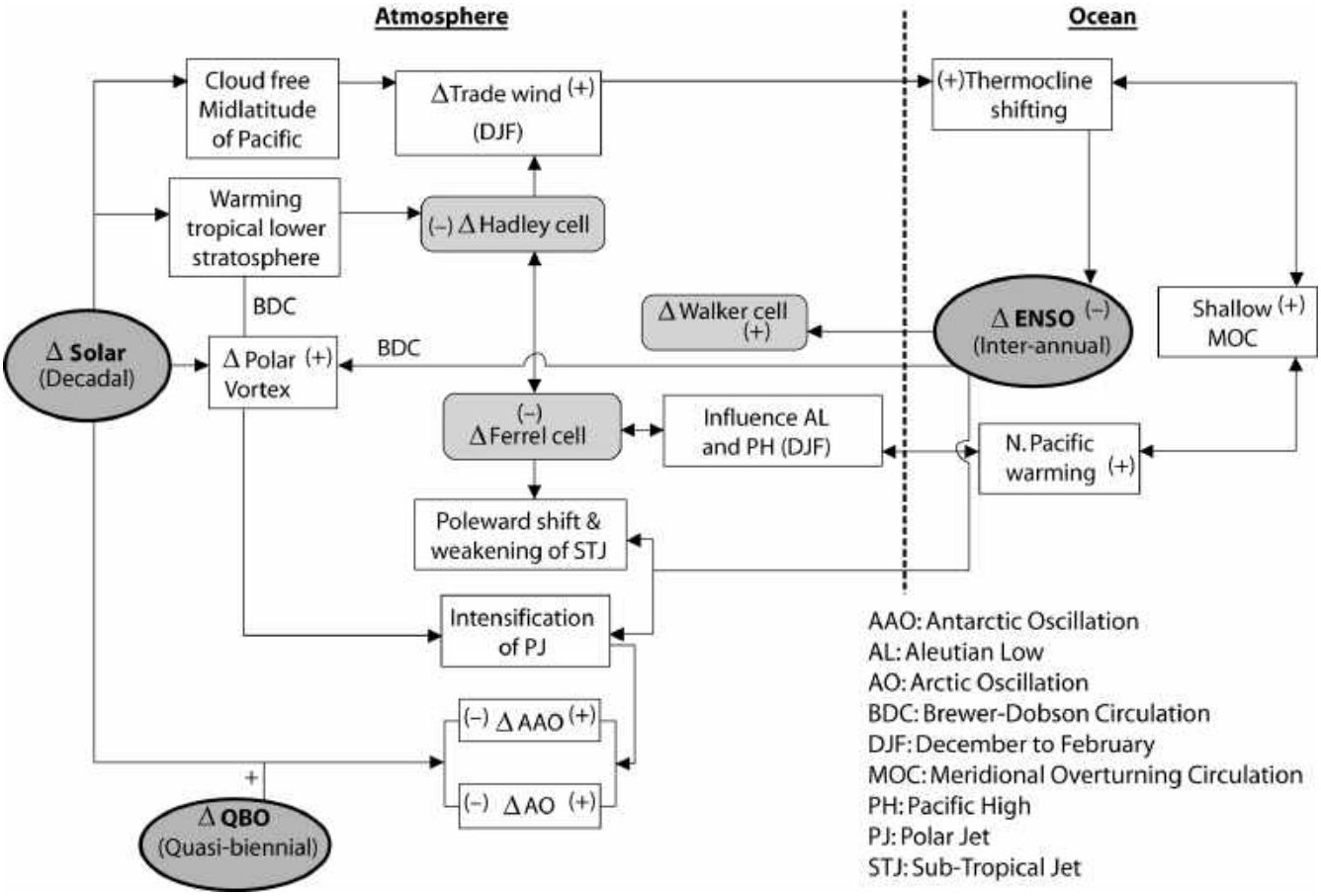


Fig. 10.15 Las influencias combinadas de ENSO, QBO y la actividad solar en la circulación acoplada atmósfera-océano, como un diagrama de flujo centrado en el papel solar.
Los tres factores principales se muestran con contornos ovalados, mientras que, las circulaciones principales, responsables de modular su efecto se muestran con rectángulos redondeados. Los efectos climáticos se muestran en recuadros, con la dirección del cambio indicada por + (para aumento) o - (para disminución). Según Roy (2014). Para más información, véase la referencia.

10.6 El transporte meridional de momento

El transporte de calor y humedad desde el ecuador y los trópicos hacia las latitudes medias y altas está vinculado al transporte de momento angular, que se intercambia entre la Tierra-océano sólida y la atmósfera. En latitudes bajas, los vientos superficiales soplan del este y fluyen en dirección opuesta a la rotación de la Tierra, por lo que la atmósfera gana momento por fricción con el océano sólido que reduce su velocidad de rotación, mientras que en latitudes medias los vientos superficiales soplan del oeste y la atmósfera pierde momento con el océano sólido que aumenta su velocidad de rotación, por lo que se requiere un flujo atmosférico de momento angular hacia el polo para conservar el momento y mantener la velocidad de rotación. El MT no sólo transporta calor y humedad hacia los polos, sino también momento (Fig. 10.16).

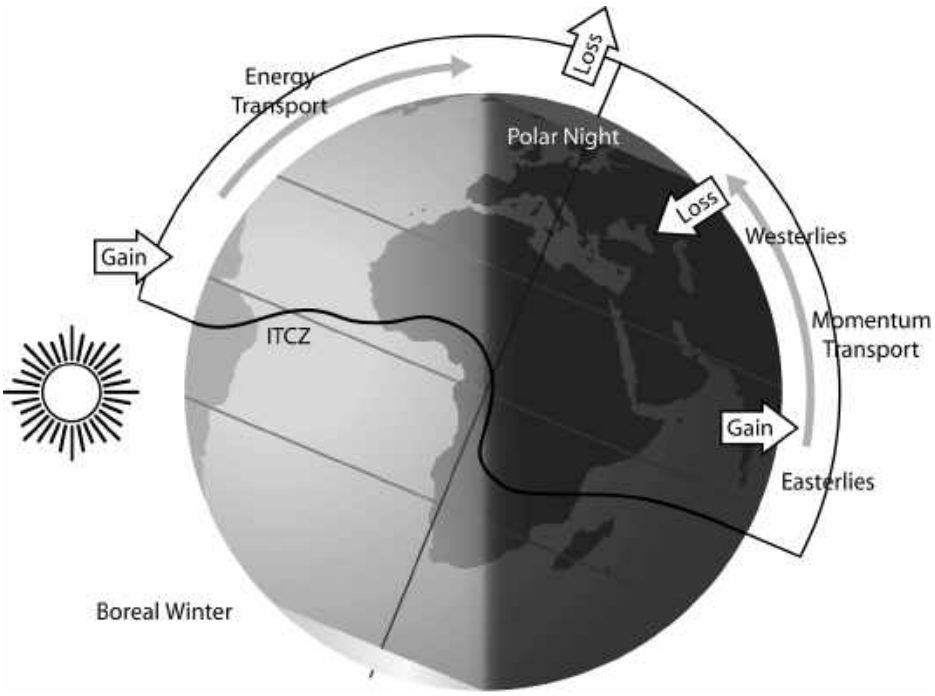


Fig. 10.16 Transporte meridional de energía (izquierda) y momento angular (derecha) implicado por el estado observado de la atmósfera

En el balance de energía hay una ganancia radiativa neta en los trópicos y una pérdida neta en latitudes altas; para equilibrar el balance de energía en cada latitud, se implica un flujo de energía hacia los polos. En el balance del momento angular, la atmósfera gana momento angular en latitudes bajas debido a los vientos de superficie del este y lo pierde en latitudes medias debido a los vientos de superficie del oeste. Esto implica un flujo de momento angular hacia los polos. Se sabe que el transporte meridional de energía y momento está modulado por el ENSO, la QBO y la actividad solar. Según Marshall & Plumb 2008.

Los cambios en el momento angular atmosférico (AAM) deben equilibrarse mediante cambios en la velocidad de rotación del sólido Tierra-océano para preservar el momento, y se deben principalmente a los cambios estacionales en la circulación zonal del viento. La circulación zonal del viento es más fuerte en invierno, cuando reside más momento angular en la atmósfera debido a una LTG más profunda, por lo que la Tierra gira más deprisa en enero y julio, y más despacio en abril y octubre, cuando la circulación zonal es más débil. Los pequeños cambios en la velocidad de rotación de la Tierra dan lugar a cambios de microsegundos en la duración del día (Δ LOD), la diferencia entre la duración del día y 86.400 segundos internacionales estándar. Desde 1962, el LOD se mide diariamente por interferometría con una precisión de 20 μs. Se sabe desde hace décadas que la variación estacional deΔ LOD refleja cambios en la circulación zonal (Lambeck & Cazennave 1973) y, por tanto, en la MT. El componente bienal deΔ LOD refleja cambios en la QBO (Lambeck & Hopgood 1981), mientras que el componente de 3-4 años coincide con la señal ENSO (Haas & Scherneck 2004). Todas ellas reflejan cambios en la fuerza de los vientos del oeste asociados a cambios en la intensidad del MT. Durante El Niño, una anomalía troposférica del oeste induce un fuerte aumento de AAM que impulsa una desaceleración del planeta. Durante la estación invernal 2015-16, El Niño produjo una excursión deΔ LOD que alcanzó 0,81 ms en enero de 2016.

El Sol, la QBO y el ENOS constituyen tres factores que acoplan la estratosfera tropical a la FV y a la troposfera polar, regulando el transporte de calor y humedad hacia el polo invernal. Dado que afectan a la circulación zonal del viento, no es sorprendente ver que también afectan a la velocidad de rotación. Pero mientras que el papel del ENSO y la QBO en el cambio de la AAM yΔ LOD es ampliamente conocido e informado, el papel del Sol sigue siendo ignorado en gran medida. La existencia de una señal solar de 11 años enΔ LOD fue reportada en 1962 por Danjon, redescubierta en 1969 por Stoyko, y de nuevo en 1980 por Currie (Lambeck 1980; Barlyaeva et al. 2014), lo que indica la poca atención que ha atraído. Desde el principio se propuso que el efecto debía deberse a cambios inducidos por el sol en la circulación atmosférica global (Challinor 1971), algo que confirman los reanálisis (Weng 2012). Hines (1974) propuso un mecanismo viable basado en la propagación diferencial de las ondas atmosféricas. Resulta sorprendente que se hayan dedicado tan pocos esfuerzos a aclarar esta prometedora conexión solar-climática en una época en la que se ha investigado tanto sobre el cambio climático. La señal de actividad solar en LOD es más evidente en la variación semestral de LOD (Le Mouël et al. 2010; Barlyaeva et al. 2014). Este componente se debe principalmente a la variación desfasada de 6 meses en la intensidad del viento zonal causada por la diferencia de insolación entre hemisferios. Por tanto, está vinculada a una característica fundamental del sistema climático: la distribución latitudinal y el transporte de energía y momento.

La oscilación semestral de ΔLOD que está bajo modulación solar tiene las siguientes características: De noviembre a enero la Tierra se acelera a c. 0,2 ms-día (ΔLOD cambia en -0,2 ms). Luego se desacelera casi la misma cantidad hasta abril.

A continuación, se acelera hasta aproximadamente 1 ms/día en julio (ΔLOD cambia en -1 ms), antes de volver a desacelerarse hasta el valor inicial en noviembre. La amplitud media es de 0,35 ms, pero el componente invernal NH es mucho menor que el componente invernal SH (Fig. 10.17a, recuadro). Las curvas anuales de temperatura hemisférica (Fig. 10.2) explican los componentes anuales y semestrales del LOD. El componente anual es grande porque los contrastes de temperatura son mayores en invierno, produciendo mayores cambios en los vientos extratropicales. La Tierra rota más lentamente durante el invierno NH, provocando que el día sea 1 ms más largo que durante el invierno SH, debido a que más momento angular reside en la atmósfera (mayor AAM). Además de la distribución asimétrica de la masa terrestre entre hemisferios, el NH en invierno es el hemisferio más frío del año, en un momento en el que la TSI es máxima debido a que la Tierra está más cerca del sol, creando el mayor contraste de temperatura. La componente semestral es más pequeña y simétrica a medida que la Tierra atraviesa los equinoccios y está causada principalmente por los cambios en los vientos tropicales, con una importante contribución de las mareas.

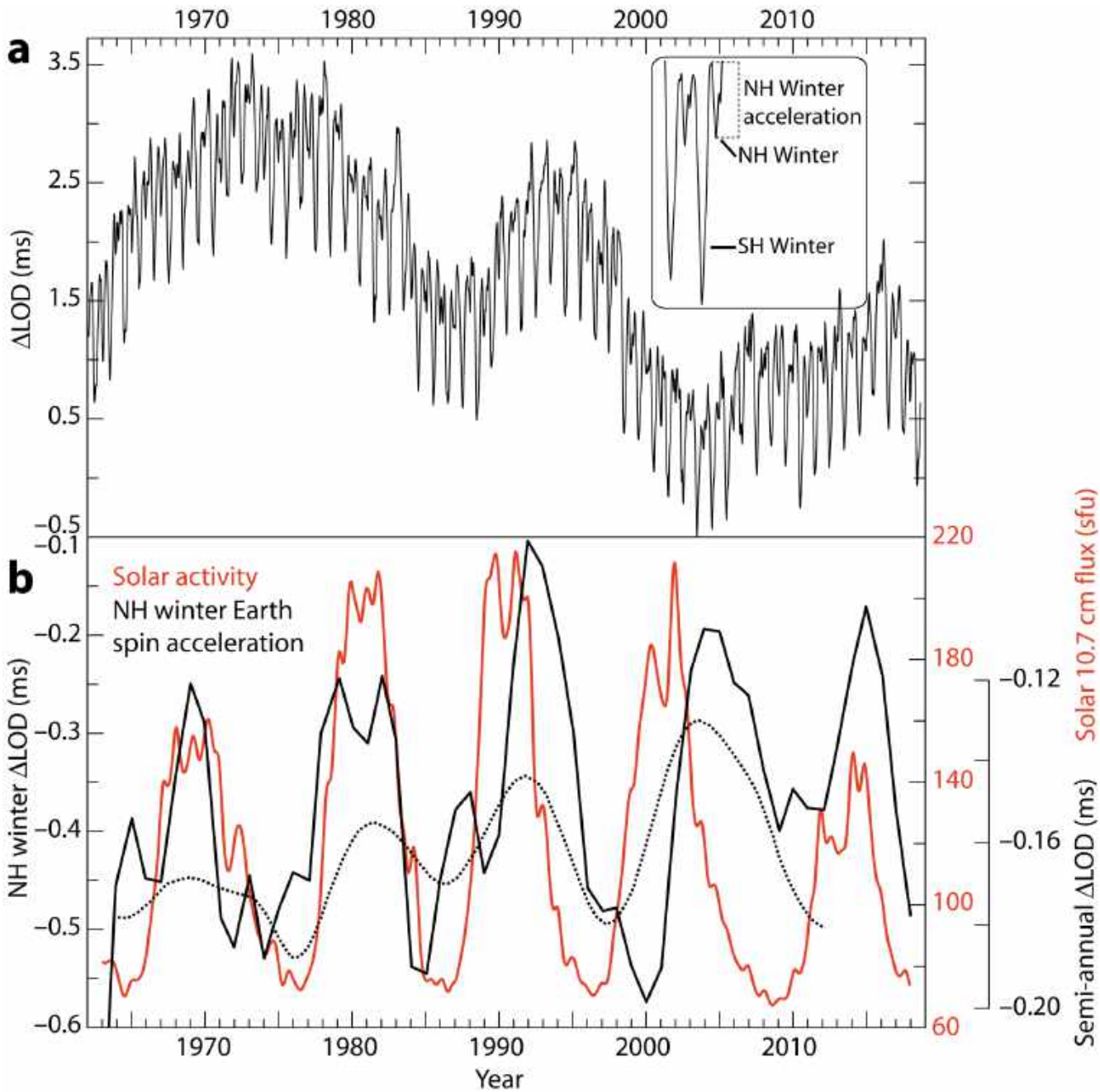


Fig. 10.17 Modulación de la variación semestral de LOD por el ciclo solar Schwabe de 11 años.

a) ΔLOD mensual para el periodo 1962-2018. El recuadro muestra dos años de datos con cuatro componentes semestrales correspondientes a los inviernos del hemisferio norte (NH) y del hemisferio sur (SH). **b)** Curva negra, escala izquierda, amplitud

suavizada en 3 puntos del cambio de ΔLOD en invierno NH a partir de datos semanales tras un suavizado de 31 días. Los valores más bajos indican un cambio mayor en la velocidad de rotación de la Tierra. Curva roja, escala derecha, actividad solar determinada por el flujo de 10,7 cm (unidades de flujo solar, suavizado gaussiano). Curva punteada, escala derecha, transformada rápida de Fourier con una ventana de 4 años de la componente de 0,5 años derivada del tiempo de LOD, suavizada en 30 meses, según Barlyaeva et al. 2014.

Aunque la rotación de la Tierra responde a múltiples factores que alteran la distribución de masa y momento con respecto al eje desde el núcleo interno hasta la estratosfera, se ha demostrado que para periodos de tiempo entre 14 días y 4 años los cambios en la AAM de la troposfera y la estratosfera explican más del 90% de los cambios en LOD (Rosen & Salstein 1985). La rotación de la Tierra es un indicador sensible y de alta precisión de los cambios que alteran la circulación zonal media atmosférica global. Como la circulación meridional se produce a expensas de la circulación zonal, los cambios en ΔLOD pueden utilizarse para estudiar los cambios en MT.

La depresión invernal del NH en ΔLOD podría tener lugar en diciembre-febrero (DJF). Restando del valor semanal más bajo de ese periodo el valor semanal más alto de las 16 semanas anteriores, se obtiene una medida de laaceleración de la Tierra desde ON hasta DJF, entre 0 y -0,9 ms, para cada año. El resultado se muestra suavizado en la Fig. 10.17b en comparación con la actividad solar. Muestra una periodicidad de 11 años que concuerda bien en fase y amplitud con la actividad solar, aunque en algunas oscilaciones la aceleración de la Tierra aparece retrasada, lo que no es sorprendente ya que la LOD también se ve afectada por la QBO y el ENSO. Mientras que El Niño ralentiza la rotación (aumenta el LOD) al igual que la actividad solar alta, La Niña reduce el LOD al igual que la actividad solar baja. La correlación entre LOD y actividad solar es negativa. Los periodos de baja actividad solar coinciden con una mayor aceleración invernal del NH (disminución de ΔLOD), mientras que en los periodos de alta actividad solar casi no se producen cambios en la velocidad de rotación. Así, la circulación atmosférica invernal del NH sufre cambios más profundos cuando la actividad solar es baja que cuando es alta, confirmando el efecto observado en la temperatura estratosférica polar (Fig. 10.13a).

El vínculo entre los cambios en ΔLOD, los cambios en AAM, la fuerza de la TA y la variabilidad solar es muy directo, y necesariamente debe ir en la dirección "solar → atmósfera→ rotación." El momento del sistema Tierra se conserva a las escalas implicadas y no es posible que cambios en la velocidad de rotación de la Tierra afecten a la actividad solar. Incluso antes de que se hubiera considerado el efecto de la actividad solar en la rotación del planeta, se había propuesto una relación entre los cambios multidecadales en ΔLOD y los cambios en el clima. En 1976, Lambeck y Cazenave informaron sobre la similitud entre las tendencias de numerosos índices climáticos de los dos últimos siglos y los cambios enΔ LOD, en particular la temperatura y la presión en superficie, estaban relacionados con la fuerza del viento. Llegaron a la conclusión de que los periodos de aumento de los vientos zonales se correlacionan con una aceleración de la Tierra, mientras que los periodos de disminución de la circulación zonal se correlacionan con una desaceleración de la Tierra. Constataron un desfase de entre 5 y 10 años en los índices climáticos. Su resultado ha sido reproducido en múltiples ocasiones, y se muestra un ejemplo con la TSM yΔ LOD (Fig. 10.18; Mazzarella 2013). Lambeck y Cazenave (1976) terminaron con una predicción interesante, ya que el artículo fue escrito después de varias décadas de disminución de la temperatura global:

"si se acepta la hipótesis, entonces la continua desaceleración de [la velocidad de rotación] durante los últimos 10 años sugiere que el actual período de disminución de la temperatura media global continuará durante al menos otros 5-10 años". Quizás un pequeño consuelo en esta sombría tendencia sea que en 1972 la LOD mostró una fuerte aceleración positiva que ha persistido hasta el presente..."

Como sugirieron, 4 años después de que se produjera el brusco descenso de 1972 enΔ LOD, comenzó el calentamiento global actual, coincidiendo con la publicación del artículo. Así, la sombría tendencia al enfriamiento se transformó en-lo que para muchos es-una tendencia al calentamiento aún más sombría.

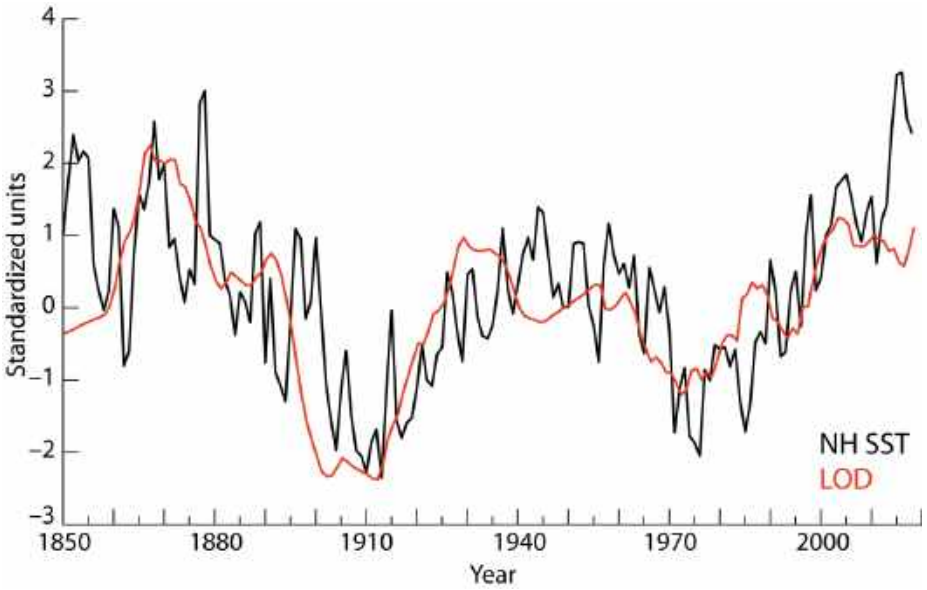


Fig. 10.18. Anticorrelación entre la rotación de la Tierra y la temperatura de la superficie del mar
Línea negra, valores anuales sin tendencia de la TSM del hemisferio norte, de HadSST3. Línea roja, valores anuales invertidos y sin tendencia de ΔLOD. Después de. Mazzarella (2013).

La estrecha correlación entre la TSM y la AAM (y LOD) se conoce desde hace tiempo. La correlación se explica como debida al acoplamiento océano-atmósfera; donde el afloramiento y el abatimiento dependen de la fuerza del viento, y la presión atmosférica se correlaciona con la TSM. Salstein (2015), uno de los mayores expertos en AAM, explica que la atmósfera ha sido simulada por un gran número de modelos que se rigen únicamente por la temperatura de la superficie oceánica subyacente. Basándose en estos modelos, se ha calculado la AAM desde finales del siglo ^{XIX}a partir de los datos disponibles de la TSM y se ha contrastado con las estimaciones de LOD basadas en mediciones de ocultación lunar. Los cambios multidecenales de LOD tuvieron lugar alrededor de 1870, 1910, 1935 y 1975 (Fig. 10.17). Otro posible cambio puede haber tenido lugar alrededor del año 2000 (ver Cap. 11). Probablemente reflejan cambios multidecadales en las condiciones océano-atmosféricas que reflejan cambios en la TA.

10.7 Conclusiones

10a. El clima del planeta se caracteriza por el transporte meridional de energía a lo largo del gradiente latitudinal de temperatura, su propiedad más fundamental.

10b. El transporte meridional es hacia los polos, realizado principalmente por la atmósfera sobre las cuencas oceánicas y más intenso en invierno.

10c. En invierno, el Ártico es el principal sumidero de calor del planeta. Parte de la energía transportada durante la estación cálida se almacena en la fusión del hielo y la nieve, y se pierde por enfriamiento radiativo durante la estación fría tras la recongelación.

10d. El transporte meridional hacia el Ártico en invierno tiene un componente estratosférico, y un componente troposférico que en gran parte depende de eventos discretos de intrusión extrema en el Ártico. Ambos componentes dependen de las propiedades de transmisión de ondas de la atmósfera, controladas por el balance térmico del viento que determina la fuerza de los vientos zonales.

10e. La amplificación del Ártico que provoca un calentamiento más rápido es consecuencia de un aumento del transporte meridional, que conduce a un mayor deshielo durante el verano y a un aumento de la temperatura de la superficie durante el invierno.

10f. El ENOS forma parte del sistema global de transporte meridional que extrae calor de la banda ecuatorial. El ritmo de La Niña y de los años neutros está fijado por el ciclo solar, mientras que El Niño responde a la acumulación de calor residual subsuperficial.

10g. El ciclo solar, la oscilación cuasi-bienal y el ENOS determinan el estado de la capa de ozono en la estratosfera invernal del hemisferio norte y, a través de ella, el estado del vórtice polar y del transporte meridional invernal.

10h. El transporte meridional de energía está vinculado al transporte meridional de momento. Los cambios invernales en la cantidad de momento atmosférico alteran la velocidad de rotación de la Tierra y están modulados por la actividad solar.

11. TRANSPORTE MERIDIONAL Y VARIABILIDAD SOLAR PAPEL EN EL CAMBIO CLIMÁTICO

"Una nueva verdad científica no triunfa convenciendo a sus oponentes y haciéndoles ver la luz, sino más bien porque sus oponentes acaban muriendo y crece una nueva generación familiarizada con ella".
Max Planck (1906). Conocido como el Principio de Planck

11.1 Introducción

El transporte meridional (TM) de energía es la propiedad más fundamental del sistema climático. Su papel en el mantenimiento de la estabilidad del clima terrestre está reconocido desde hace tiempo (Yang et al. 2015). En el capítulo anterior vimos que está modulado por varios factores complejos, y entre ellos, llamativamente, se encuentra la actividad solar. Se supone que la MT no contribuye al cambio climático, ya que los impulsores naturales externos y la variabilidad climática interna tienen una contribución neta estimada nula al calentamiento observado entre 1850 y 2019 (IPCC AR6 SMP 2021). De hecho, la TA ni siquiera se considera un impulsor del clima. Resulta sorprendente que los cambios en la propiedad más fundamental de un sistema climático estable, que en la actualidad no puede medirse adecuadamente (Wunsch 2005), se descarten como causa del cambio climático cuando existen numerosas pruebas de su implicación en los efectos tanto de los impulsores solares y volcánicos externos como de la variabilidad multidecenal interna. En marcado contraste, los paleoclimatólogos consideran que los climas del pasado lejano pueden describirse en una primera aproximación por su gradiente latitudinal de temperatura (LTG) desde el ecuador hasta los polos, el principal impulsor del MT (Scotese et al. 2021). Los diferentes climas del pasado se caracterizan, por tanto, por diferentes intensidades de TA. La suposición de que los cambios climáticos son responsables de los cambios de la TA ignora la clara posibilidad de que la variabilidad de la TA sea un factor impulsor de esos cambios climáticos. Una pista obvia de que estamos descuidando la importancia del MT en el cambio climático es que nuestra teoría actual del clima no puede explicar la paradoja del gradiente bajo (Huber & Caballero 2011) del clima ecuable del Eoceno temprano (ver Fig. 10.1), cuando ambos polos tenían un clima templado, causando un LTG muy plano que sólo podía impulsar un MT muy reducido. Como ocurre con muchas paradojas, la paradoja del gradiente bajo se resuelve fácilmente cambiando el marco de referencia. El clima era ecuánime porque había un MT reducido. Cuanta más energía se transportaba al polo invernal, un gigantesco radiador de refrigeración, más energía se emitía al espacio por el mayor sumidero de calor en la parte superior de la atmósfera (ToA). Este cambio de marco sitúa a la TA en el centro del cambio climático en todas las escalas temporales, incluido el calentamiento global moderno.

El planeta es hoy mucho más frío que a principios del Eoceno porque se transporta mucha más energía hacia el polo invernal y, como el aumento se ha producido durante millones de años, el océano se ha enfriado hasta el fondo y los polos han acumulado una enorme cantidad de hielo. Los polos invernales tienen concentraciones muy bajas de gases de efecto invernadero (GEI), ya que tienen la humedad absoluta más baja del planeta, y reciben menos radiación solar. Esto se traduce en una pérdida de energía hacia el espacio por enfriamiento radiativo proporcional a la cantidad de energía transportada allí por la atmósfera (véase el apartado 10.3). El vórtice polar (VP) limita la TA invernal a los casquetes polares al restringir la circulación atmosférica y puede considerarse un indicador indirecto de la TA. El VP meridional es muy fuerte, lo que resulta en una modulación débil y una menor ocurrencia de perturbaciones fuertes (calentamientos estratosféricos repentinos; Ayarzagüena et al. 2021). El PV septentrional es más débil y susceptible de una modulación más fuerte por los diversos factores que afectan a la MT, entre ellos la oscilación cuasi-bienal (QBO), El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y la actividad solar (véase el Cap. 10). En este capítulo se revisan los efectos climáticos de los cambios de la TA provocados externa e internamente y se presenta una hipótesis sobre la modulación a largo plazo de la TA por los cambios en la actividad solar.

11.2 Efectos volcánicos en el transporte meridional

El efecto de las erupciones volcánicas sobre el clima global se produce a través de los aerosoles de sulfato producidos por las grandes cantidades de dióxido de azufre inyectadas en la estratosfera durante las fuertes erupciones volcánicas explosivas. Los aerosoles de sulfato son eliminados de la troposfera en cuestión de semanas, pero su descomposición en la estratosfera es mucho más lenta, tardando entre 1 y 2 años. Dado que hay poco transporte interhemisférico en la estratosfera baja (véase la Fig. 10.5), la localización de la erupción determina si hay un efecto global (erupciones tropicales) o un efecto principalmente hemisférico (erupciones extratropicales).

El clima se ve afectado por las erupciones a través de cambios radiativos, químicos y dinámicos. Los efectos radiativos resultan de la presencia de aerosoles de sulfato en la estratosfera inferior que reflejan y dispersan la radiación de onda corta entrante, causando un aumento de 3-5 W/m^2en la radiación reflejada (RSR), sin embargo también absorben la radiación infrarroja cercana (IR) solar y la radiación IR terrestre, por lo que el enfriamiento máximo del sistema es de 2-3 $W/m^{(2)}$ (Stenchikov 2021). Esta perturbación del equilibrio radiativo de la Tierra sólo puede durar mientras haya aerosoles volcánicos

de sulfato significativos en la estratosfera (Fig. 11.1). La inyección volcánica de SO_2también provoca efectos químicos en la estratosfera. Se cree que el más importante es la disminución del ozono por una combinación de perturbaciones en el transporte, perturbaciones radiativas en la fotoquímica del ozono y una química heterogénea que depende de la presencia de cloro antropogénico en la estratosfera. El descenso de los niveles de ozono provoca un aumento de la radiación UV solar que llega a la superficie. El efecto químico es también de corta duración y los niveles de ozono se recuperan cuando los aerosoles de sulfato de decaen. Los efectos dinámicos de una erupción volcánica resultan del cambio en los patrones y gradientes de temperatura de la superficie y de la estratosfera inferior que afectan a la TA.

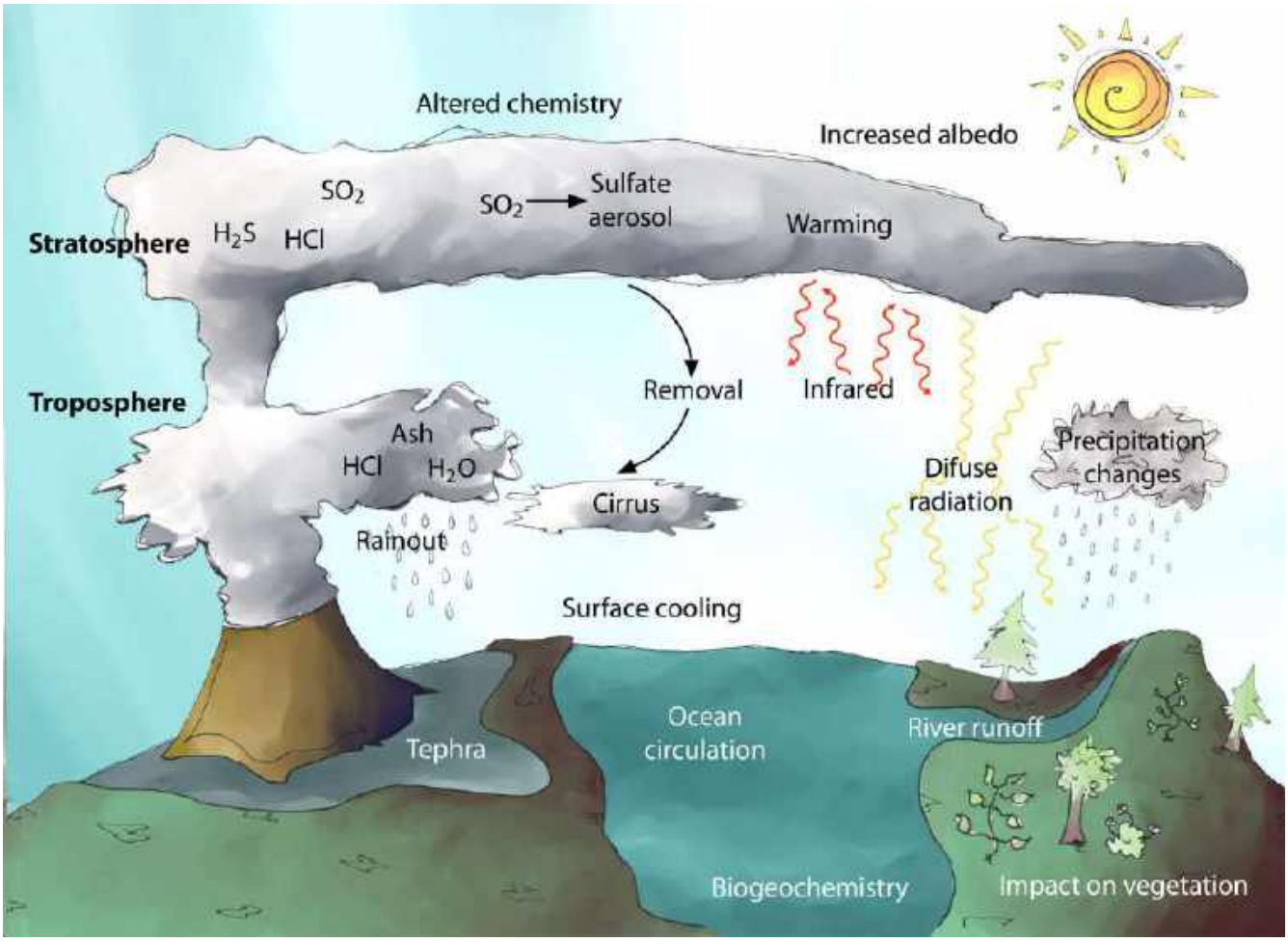


Fig. 11.1 Resumen esquemático de los efectos climáticos tras una erupción volcánica con gran inyección de sulfato estratosférico. Según Timmreck (2012). Artista: Lucía M. Lagunas.

Las fuertes erupciones tropicales tienen el mayor efecto climático a escala global. La radiación solar entrante es mayor en los trópicos, y los aerosoles estratosféricos tienen allí un mayor efecto de reflexión. Como consecuencia, el enfriamiento de la superficie es mayor en las latitudes más bajas, lo que reduce la LTG y debilita la circulación de Hadley y los chorros subtropicales. El enfriamiento también provoca una disminución del vapor de agua atmosférico que potencia la reducción de la temperatura (Soden et al. 2002). Debido al enfriamiento más intenso sobre la tierra que sobre el océano, el monzón asiático de verano se debilita. En la estratosfera inferior, los efectos radiativos provocan el patrón de temperatura inverso, con un calentamiento tropical más intenso que alcanza su punto máximo a 30° N, debido a la absorción de radiación IR cercana en la parte superior de la nube de aerosoles y de IR ascendente en la parte inferior (Robock 2000). El LTG estratosférico aumenta aún más por la disminución de ozono que reduce el calentamiento UV solar, ya que la anomalía de ozono causada por las erupciones volcánicas tropicales es mayor en las latitudes altas NH (Stenchikov et al. 2002).

Los efectos dinámicos son el resultado de perturbaciones en la TA, como indica el hecho de que su mayor impacto se produzca durante el invierno boreal, el periodo de mayor transporte global (véase el Cap. 10). La TA depende en gran medida de los LTG troposférico y estratosférico, y éstos se ven alterados en direcciones opuestas por fuertes erupciones tropicales. El refuerzo de la LTG estratosférica inferior provoca un aumento de la anomalía zonal media del viento zonal y una reducción del transporte de la rama poco profunda de la circulación Brewer-Dobson (BDC). En el Pacífico ecuatorial se desencadena una respuesta similar a El Niño que redirige el transporte (Swingedouw et al. 2017), seguida de una condición similar a La

Niña al año siguiente (Sun et al. 2018). En el NH, el LTG estratosférico fortalecido resulta en un PV más fuerte que causa una respuesta positiva de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) durante los dos primeros inviernos (GuðlaugsdÓttir et al. 2019), seguida de una NAO negativa en el tercer año. La NAO positiva y el PV reforzado dan lugar a un patrón Ártico frío/Continentes cálidos que produce un calentamiento invernal en el norte de Eurasia y Norteamérica, con condiciones más frías en el Mediterráneo y Oriente Medio. El mayor contraste de temperatura entre la tierra y el océano durante los inviernos volcánicos en latitudes medias produce un aumento de la actividad de la onda planetaria número 1 y una disminución de la actividad de la número 2 (Graf et al. 2007) pero, debido a la alteración del estado del viento zonal, las ondas se reflejan en lugar de romperse, por lo que el FV se mantiene fuerte durante el invierno (Bittner et al. 2016). La ralentización resultante del transporte estratosférico se manifiesta en un marcado aumento de la edad media del aire estratosférico durante 1-2 años (Diallo et al. 2017).

Los cambios en la LTG inducidos por los aerosoles de sulfato estratosféricos dan lugar a un efecto diferente de las erupciones volcánicas extratropicales frente a las tropicales. Las erupciones del NH siguen provocando una respuesta similar a la del Niño, pero no pueden reforzar el LTG estratosférico y los vientos zonales tanto como las erupciones tropicales y, como consecuencia, el PV se debilita por el aumento de la actividad de las olas y el resultado es una NAO negativa (Sjolte et al. 2021). En el NH, las erupciones extratropicales tienen una dependencia estacional, ya que las erupciones de verano aumentan la profundidad óptica del aerosol estratosférico menos que las erupciones de invierno (Toohey et al. 2019). Este es otro indicio de que los efectos de las erupciones volcánicas sobre el clima dependen del MT, que es más fuerte en invierno. Las erupciones de SH tienen un efecto mucho menor porque el PV meridional es más fuerte y el MT no se ve tan afectado. La falta de un efecto intenso sobre la MT también se nota en que las erupciones SH no inducen una respuesta similar a El Niño, sino que provocan un enfriamiento de la superficie del mar y condiciones de La Niña (Liu et al. 2018).

La evidencia disponible de las erupciones del Pinatubo y El Chichón apoya un efecto a corto plazo de los volcanes sobre las temperaturas, que solo dura unos pocos años. Los registros instrumentales de temperatura de las erupciones volcánicas de los siglos XIX y XXindican una disminución de la temperatura de 0,2-0,3 °C durante 3-4 años, al igual que los proxies NH y europeos (Self et al. 1981; Esper et al. 2013; Fig. 11.2a).

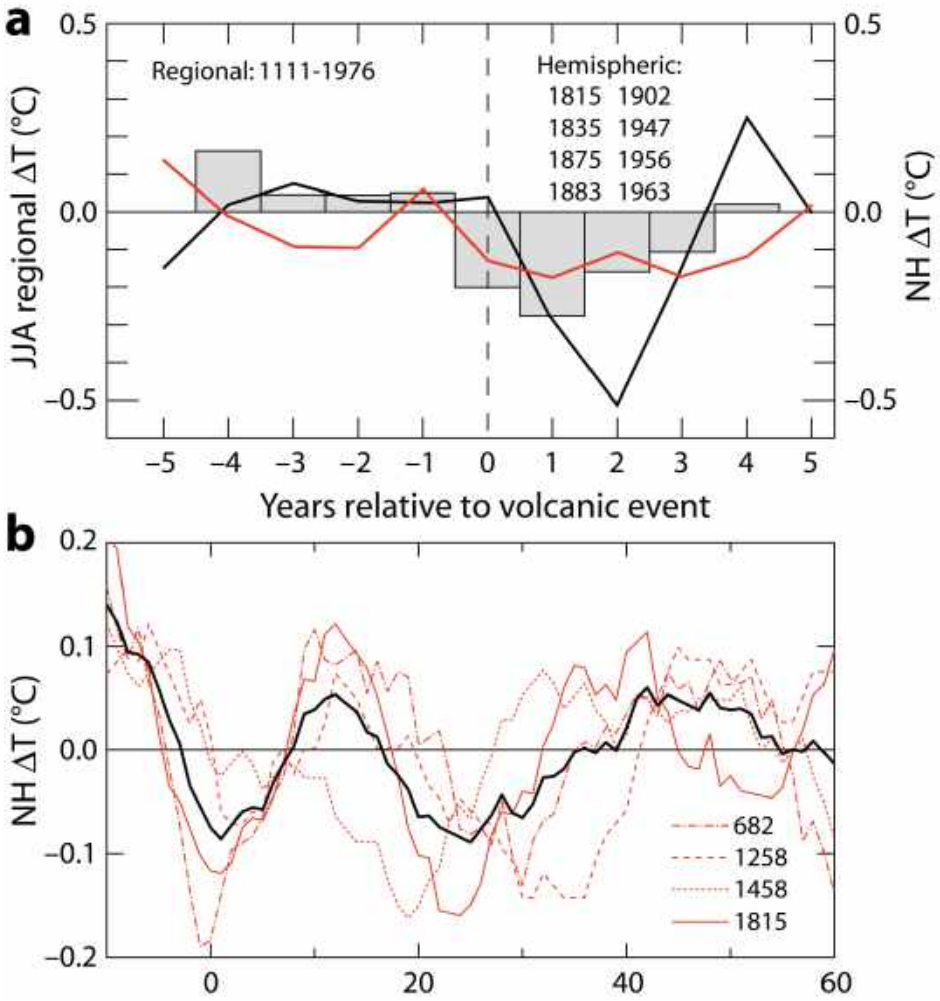


Fig. 11.2 Efecto de las erupciones volcánicas sobre la temperatura regional y hemisférica
a) Barras grises, escala derecha, cambio de temperatura del hemisferio norte para los años alrededor de ocho años de erupciones fuertes. Según Self et al. (1981). Curvas negras y rojas, escala izquierda, cambio de temperatura inferido a partir de registros de densidad máxima de madera tardía de anillos de árboles del norte de Europa (curva negra) y Europa central (curva roja) para los años alrededor de 34 grandes erupciones volcánicas (índice VEI ≥5) dentro del periodo AD 1111-1976. Según Esper et al. (2013). **b)** Reconstrucción proxy de la temperatura media anual promediada decenal 30-90° N (Hegerl et al. 2007), de -10 a +60 años de las erupciones volcánicas indicadas (curvas rojas), con el mayor forzamiento global (Sigl et al. 2015) de los últimos 1400 años. Las erupciones de 1230 y 1783 d.C. no se incluyeron debido a que tuvo lugar otra erupción fuerte dentro del periodo de 60 años posterior a la erupción. Las temperaturas se redujeron y se expresaron como anomalía respecto a su media de 70 años. La curva negra gruesa es la media.

En teoría, la importante pérdida de energía del sistema climático debida al aumento de la RSR por los aerosoles volcánicos estratosféricos no puede recuperarse ni compensarse, y debería provocar un enfriamiento a largo plazo. Esto no se observa, ya que las temperaturas de la superficie se recuperan en pocos años. Los modelos, en cambio, simulan un enfriamiento centenario de todo el océano, deduciendo que la energía faltante debe provenir de un mayor flujo superficial (Brönnimann et al. 2019; Stenchikov 2021). Esto se conoce como memoria oceánica. Cabe señalar que los modelos no reproducen muy bien los efectos volcánicos, como la respuesta de El Niño o la fuerte FV. En se prescribe demasiado enfriamiento de la superficie en comparación con las observaciones (Toohey et al. 2014; Swingedouw et al. 2017). En cambio, los aerosoles volcánicos provocan dos efectos opuestos en el balance energético. Aumentan la RSR, reduciendo la ganancia de energía, y reducen la MT hacia el polo invernal, reduciendo la pérdida de energía polar. La erupción del Pinatubo en 1991 provocó una disminución de la radiación de onda larga saliente (OLR) del Ártico de unos 2 W/m^2durante unos 5 años (véase el apartado 11.4), por lo que la pérdida de energía del sistema climático debida a una erupción volcánica es menor de lo que generalmente se cree. Esta disminución de la pérdida de energía ayuda a explicar la rápida recuperación de la temperatura tras la desintegración de los aerosoles estratosféricos, reduciendo la necesidad de una memoria centenaria significativa de todo el océano a las erupciones volcánicas que no se ha observado desde la erupción del Pinatubo. Así, una explicación más probable, un cambio significativo en la TA, no se contempla en los modelos climáticos.

Está claro que hay una respuesta retardada al forzamiento volcánico después de unas 1-3 décadas. La reconstrucción de la temperatura proxy del NH de Hegerl et al. (2007) es capaz de mostrarlo, porque está resuelta anualmente y calibrada para evitar la pérdida de varianza de baja frecuencia. Las cuatro erupciones volcánicas de los últimos 1400 años con mayor forzamiento global (Sigl et al. 2015) y que no fueron seguidas por otra erupción volcánica muy fuerte durante los siguientes 60 años, ocurrieron en 682, 1258, 1458 y 1815 d.C. La figura 11.2b muestra la temperatura reconstruida de -10 a +60 años de cada erupción, después de desdiferenciar y expresada como anomalías respecto a la media desdiferenciada. La reconstrucción reduce la variabilidad interanual al tiempo que preserva la variabilidad de baja frecuencia con un suavizado decenal (Hegerl et al. 2007), y el suavizado muestra el enfriamiento inducido por el volcán antes del año de la erupción. A pesar de que estas erupciones se encuentran entre las más fuertes de los últimos dos milenios, el enfriamiento no es muy intenso ni se prolonga más allá de unos pocos años. Esto concuerda con las observaciones instrumentales históricas (Fig. 11.2a barras; Self et al. 1981), y reconstrucciones proxy regionales para el mismo periodo (Fig. 11.2a líneas; Esper et al. 2013). Sin embargo, se observa un segundo enfriamiento multianual de magnitud similar con un retraso de c. 20 años (erupciones de 1458 y 1815) a c. 30 años (erupciones de 682 y 1258). La recuperación de este segundo enfriamiento también es rápida. Esta respuesta retardada debe proceder del sistema acoplado océano-atmósfera, ya que los efectos radiativos y químicos de los aerosoles volcánicos han desaparecido hace tiempo. Una explicación propuesta implica una respuesta oceánica retardada por parte de la Circulación Meridional de Vuelco del Atlántico que excita una conocida oscilación de 20 años que, por tanto, tendría su origen en la supuesta memoria oceánica a las erupciones volcánicas (Swingedouw et al. 2015). Es muy probable que la MT esté implicada en este efecto retardado, ya que las oscilaciones multidecadales son una característica del sistema MT (véase más adelante). Si MT está implicado en este enfriamiento superficial retardado, significaría que MT se reduce inicialmente por los efectos radiativos de los aerosoles que causan un vórtice más fuerte, pero MT aumenta 20-30 años después por una oscilación multidecenal reforzada de la onda estadio (ver más abajo). La variabilidad temporal de la respuesta retardada se ajusta a la naturaleza no estacionaria de esta oscilación que no puede ser reproducida adecuadamente por los modelos.

Los registros indirectos (Fig. 11.2; Moberg et al. 2005; Hegerl et al. 2007; véase también la Fig. 6.12) muestran que el enfriamiento provocado por las erupciones volcánicas más fuertes de los últimos 1500 años sólo causó un enfriamiento temporal que se recuperó totalmente en unas pocas décadas como máximo. En todos los casos la tendencia subyacente de la temperatura, que fue decreciente en las erupciones de 1258 y 1458 pero creciente en las de 682 y 1815, continuó inalterada. Esto hace difícil explicar la Pequeña Edad de Hielo (LIA) en términos de actividad volcánica. El análisis de los anillos de los árboles muestra un efecto similar para los volcanes de la LIA y los de la era instrumental (Self et al. 1981; Esper et al. 2013; Fig. 11.2a). La mayoría de los autores, aceptan que la LIA fue probablemente causada por una combinación de forzamientos solares y volcánicos, y la discusión gira en torno a cuál fue más importante. Dado que ambos afectan a la TA, una posibilidad es que actúen de forma sinérgica para producir un enfriamiento combinado mayor. Un vínculo causal entre la TA alterada y la LIA se sugiere por un prolongado periodo de patrón Ártico cálido/continentes fríos (WACC), indicativo de un FV predominantemente débil, desde c. 1400 hasta 1850 d.C. (Porter et al. 2019).

La idea de que los volcanes podrían causar un enfriamiento climático a largo plazo ya se sugirió en 1940, y a principios de la década de 1970 se especuló con que los volcanes podrían ser una causa de las glaciaciones. Pero a finales de la década de 1970 estaba claro que el efecto de los volcanes sobre el clima era limitado. Como informaron Rampino et al. en 1979: *"La erupción del Tambora en 1815, una de las mayores erupciones de los últimos miles de años, está asociada a una disminución de la temperatura hemisférica de sólo 0,5° a 1°C durante 2 a 3 años. En este caso, las temperaturas medias globales ya habían estado disminuyendo desde 1810 y volvieron a subir en la década de 1820".*

Rampino et al. (1979) observaron que las grandes erupciones históricas asociadas al enfriamiento se producían después de iniciarse descensos de temperatura de una duración decenal, por lo que se preguntaron si un cambio climático rápido podría provocar erupciones volcánicas, mediante cambios de tensión en la corteza terrestre, por carga y descarga de masas de hielo y agua y por cambios axiales y de velocidad de giro. Esta cuestión quedó sin respuesta y olvidada una vez que la atención científica pasó del enfriamiento al calentamiento en la década de 1980. Sin embargo, gracias a una mejor recopilación de datos, la cuestión resurgió con el cambio de siglo. Zielinski et al. publicaron en 1996 el registro de 110.000 años de vulcanismo explosivo de los testigos de hielo del GISP2, mostrando que las transiciones entre periodos más fríos (estadiales) y más cálidos (interestadiales) mostraban un aumento del vulcanismo. Las mayores y más abundantes señales volcánicas de los últimos 110.000 años se producen entre 17.000 y 7.000 BP, durante la deglaciación y la parte más cálida del Holoceno (Zielinski et al. 1996; Fig. 11.3). La LIA, el periodo más frío del Holoceno, es completamente anodina en términos volcánicos en el registro del GISP2. Si existe alguna correlación entre la actividad volcánica y la temperatura durante el Holoceno es positiva. La hipótesis de que la LIA pudiera deberse a una elevada actividad volcánica no puede sostenerse con las pruebas disponibles.

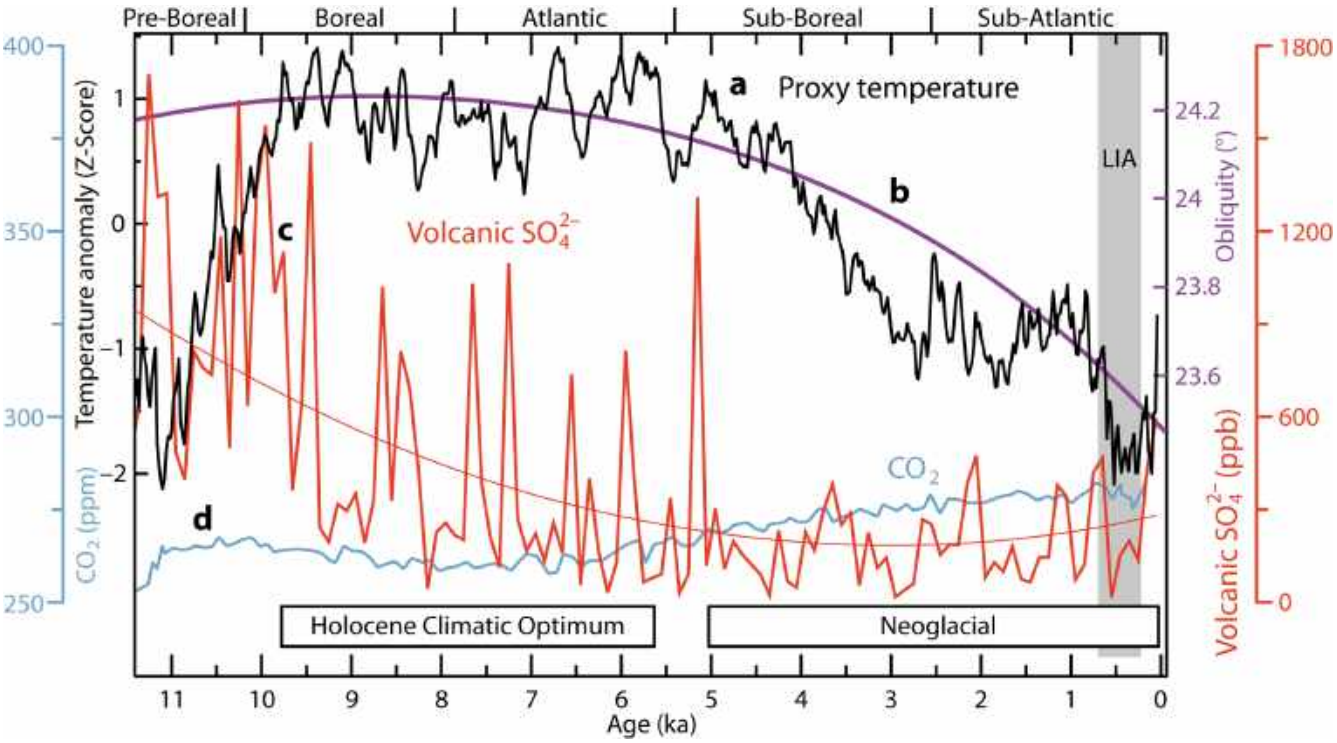


Fig. 11.3 Actividad volcánica durante el Holoceno
a) Curva negra, reconstrucción de la temperatura global a partir de 73 indicadores (véase el Cap. 4) expresada como distancia a la media en desviaciones estándar (puntuación Z). **b)** Curva púrpura, oblicuidad del eje de la Tierra en grados. **c)** Curva roja, sulfato volcánico del Holoceno en el núcleo de hielo GISP2 en partes por billón sumado para cada siglo en escala BP (el punto más a la derecha es 0-99 o 1851-1950), con línea de tendencia cuadrática (línea roja fina). Datos de Zielinski et al. 1996. **d)** Curva azul claro, niveles de CO2 medidos en el núcleo de hielo Epica Dome C (Antártida). Datos de Monnin et al. 2004. Barra gris, Pequeña Edad de Hielo (LIA).

Al año siguiente, McGuire et al. (1997) publicaron una correlación entre los cambios del nivel del mar y la frecuencia del vulcanismo explosivo en el Mediterráneo. Y Glazner et al. (1999) publicaron, bajo el sugerente título "Fuego o hielo", que la anticorrelación entre vulcanismo y glaciación se prolongaba durante los últimos 800.000 años en los volcanes californianos, situados a 300 km del mar. Nowell et al. (2006) lo confirmaron también para el vulcanismo continental en Francia y Alemania. A continuación, la investigación se centró en los mecanismos. Jellinek et al. (2004) demostraron que los volcanes californianos respondían a los cambios del hielo en la frecuencia de la oblicuidad (41-kyr) con un desfase temporal. El desfase estaba relacionado con la descarga glaciar, y era de unos pocos kyr para el vulcanismo silícico pero de 10 kyr para el basáltico. Propusieron la hipótesis de que la disminución de la presión debida a la fusión del hielo estimuló la formación de diques, lo que condujo a un vulcanismo más explosivo. Pero ésta no es la única hipótesis, ya que los volcanes son variados y los distintos

tipos podrían responder a estímulos diferentes. Los volcanes formadores de calderas del arco insular glaciar de Kamchatka parecen responder a la carga glaciar y muestran un pico de actividad durante los máximos glaciares (Geyer & Bindeman 2011).

Kutterolf et al. (2013) realizaron el análisis más completo hasta la fecha de la frecuencia temporal del vulcanismo en el Anillo de Fuego, donde se han producido la mayoría de las mayores erupciones volcánicas del mundo en el pasado reciente. Construyeron un extenso conjunto de datos de 408 fechas de capas de tefra (eyecta volcánico) para el último millón de años de múltiples sitios de extracción de núcleos a favor del viento estratosférico de áreas volcánicas a lo largo del Anillo de Fuego del Pacífico. El análisis de frecuencia de la actividad eruptiva volcánica muestra un pico significativo en el período de 41 años, con picos no significativos también en las frecuencias de Milankovitch de 23, 82 y 100 años. El pico de frecuencia volcánica de 41-kyr coincide en periodo con el cambio de $\delta^{18}O$ de los núcleos bentónicos. El resultado indica que la actividad volcánica está vinculada principalmente a la frecuencia orbital de oblicuidad de 41-kyr. Esta frecuencia está vinculada a la determinación de glaciaciones y deglaciaciones en el ciclo glaciar, mientras que la frecuencia orbital de excentricidad de 100-kyr está relacionada con la cantidad global de hielo durante los periodos glaciares (véase la Secc. 2.7 y la Fig. 2.12). El resultado sugiere, de acuerdo con el registro del GISP2, que las rápidas deglaciaciones ligadas al ciclo de oblicuidad conducen a periodos de mayor actividad volcánica.

Los conjuntos de datos de núcleos de hielo (deposición de sulfato volcánico) y volcánicos (capas de tefra) muestran de forma independiente que el mayor nivel de actividad volcánica de los últimos 100.000 años tuvo lugar entre 13 y 7 kyr BP, con una tasa 2-6 veces superior al nivel de fondo (Huybers & Langmuir 2009; Fig. 11.3). Parte del desfase con respecto al inicio de la deglaciación en c. 18 kyr podría deberse al deshielo iniciado en las capas de hielo de las Laurentides orientales y la Antártida, que no afecta a las regiones volcánicas. Después de 7 kyr BP, una vez fundidas las capas de hielo, la actividad volcánica disminuyó y volvió a los niveles de fondo, comparables a los glaciares. Durante el enfriamiento global de la Neoglaciación la actividad volcánica se mantuvo moderada (Fig. 11.3), por lo que las pruebas apoyan que durante el Holoceno el vulcanismo no ha sido una causa del enfriamiento a largo plazo. Huybers y Langmuir (2009) han analizado la producción de CO2 por los volcanes en la deglaciación, considerando que el aumento del vulcanismo subaéreo debido al deshielo debe haber sido compensado en parte por una disminución del vulcanismo submarino no asociado a las dorsales debido a la creciente carga causada por el aumento del nivel del mar. Su modelización indica que la mitad del aumento de CO2 (c. 40 ppm) durante la deglaciación puede deberse a la respuesta volcánica al cambio climático, constituyendo un importante factor de retroalimentación para la terminación de los glaciares.

La actividad volcánica no tiene ningún efecto climático detectable en el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Las erupciones volcánicas tienen un efecto a corto plazo y no afectan significativamente al clima. Su único efecto climático posible es un hipotético (pero razonable) efecto de retroalimentación en las terminaciones glaciares a través de su significativa contribución al aumento de CO2 . Sin embargo, el cambio climático tiene un fuerte efecto sobre el vulcanismo. El efecto de la descarga de hielo vinculada a la oblicuidad, el correspondiente aumento del nivel del mar y el ajuste isostático sobre la actividad volcánica se detecta en los núcleos de hielo y en los registros volcánicos. Debido a la naturaleza asimétrica de los cambios en el hielo, ya que la fusión es muy rápida, pero la acumulación de hielo es muy lenta, el efecto de la descarga de hielo ha sido bien establecido, pero el de la carga de hielo no. Desde la década de 1970, algunos indicios sugieren que la carga de hielo también podría aumentar la actividad volcánica, ya que se ha observado un aumento de las erupciones tras periodos de enfriamiento de varias décadas de duración (como la LIA).

11.3 La oscilación de unos 65 años y la hipótesis de la onda estadio

La existencia de un modo multidecenal de variación climática fue detectada por primera vez por Folland et al. (1984) en los registros de la temperatura global de la superficie del mar (TSM) y de la temperatura nocturna del aire marino, y correlacionada posteriormente con los registros de precipitaciones en el Sahel (Folland et al. 1986). Esta oscilación multidecenal fue aislada por Schlesinger y Ramankutty (1994) en el registro instrumental de la temperatura media mundial, como una periodicidad NH de 65-70 años, y atribuida a la variabilidad interna del sistema acoplado océano-atmósfera. Kerr (2000) la denominó Oscilación Multidecenal Atlántica (OMA). En los años siguientes se observó una oscilación de unos 65 años en la presión a nivel del mar y los vientos del Atlántico Norte (Kushnir 1994), la temperatura del Pacífico Norte y América del Norte (Minobe 1997), la duración del día y el momento angular central (Hide et al. 2000), las poblaciones de peces (Mantua et al. 1997; Klyashtorin 2001), la temperatura del Ártico y la extensión del hielo marino (Polyakov et al. 2004), la frecuencia relativa de los fenómenos ENOS (Verdon & Franks 2006) y el nivel medio global del mar (Jevrejeva et al. 2008). La mayoría de estos registros muestran una periodicidad adicional de unos 20 años que también aparece en los datos del núcleo de hielo $\delta^{18}O$ de Groenlandia (Chylek et al. 2012). Esta periodicidad es más evidente en las temperaturas subsuperficiales de latitudes medias, mientras que la oscilación de unos 65 años es más evidente en los niveles de salinidad de aguas profundas de latitudes altas (Frankcombe et al. 2010). Esta diferencia excluye una relación armónica directa entre ambas. Además, los proxies indican que la periodicidad de c. 20 años fue más intensa durante la LIA, mientras que la oscilación de c. 65 años aparece con mayor intensidad en los registros del siglo XX, y podría no haber estado presente, al menos con esa periodicidad, durante la LIA (Gray et al. 2004).

En general, se cree que la oscilación de c. 65 años tiene su origen en la variabilidad interna océano-atmósfera, en lugar de ser forzada desde el exterior o generada aleatoriamente (Dai et al. 2015). Una explicación alternativa es que la oscilación de c. 65 años refleja la variabilidad global del sistema MT. La oscilación afecta sobre todo a las dos cuencas oceánicas que se comunican directamente con ambos polos, en particular desde el ecuador (ENOS) hasta las latitudes altas NH (AMO y Pacific Decadal Oscillation, PDO), y afecta a la rotación de la Tierra a través de cambios en el momento angular de la atmósfera (Hide et al. 2000; Klyashtorin & Lyubushin 2007). La conexión entre el ENOS y la MT ya se ha explorado en la sección 10.4; también existe una conexión entre el ENOS y la AMO (Wang et al. 2020); y la AMO es esencialmente una manifestación de la intensidad del transporte de calor en superficie a través de la cuenca atlántica. Dado que el calor se introduce continuamente en los trópicos a un ritmo casi constante, un AMO cálido indica un atasco de calor en el Atlántico Norte, quizá debido a una reducción del flujo océano-atmósfera causada por un patrón de vientos predominantemente zonal en latitudes medias. El patrón espacial de la AMO, obtenido por regresión de las anomalías de la TSM del Atlántico Norte tras restar las anomalías de la TSM global, revela que la AMO es la porción atlántica de un sistema global de MT que desplaza el calor hacia los polos. El sistema global también incluye las cuencas del Pacífico y del Índico (Fig. 11.4). Muestra que la oscilación de la TSM en el Norte de la OMA está sincronizada con otras oscilaciones globales de la TSM, reflejando cambios coordinados en el sistema global de TA.

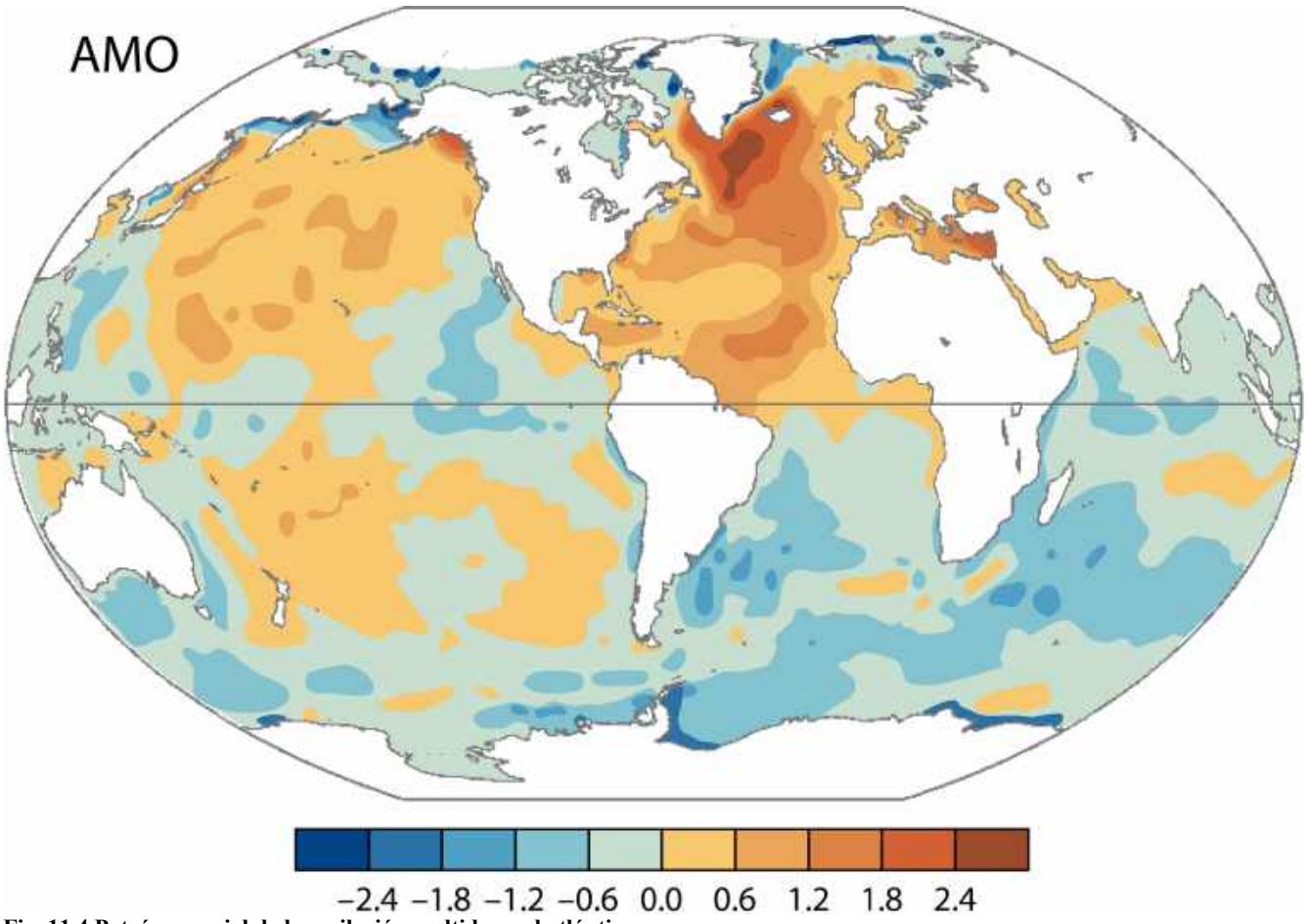


Fig. 11.4 Patrón espacial de la oscilación multidecenal atlántica
Patrón de regresión sin unidades (° C/° C) de las anomalías mensuales de la TSM (HadISST 1870-2008), tras restar la anomalía media global de la anomalía de la TSM del Atlántico Norte. Muestra el° C de cambio de TSM por° C de índice AMO. Además de mostrar el patrón de AMO, muestra que la AMO está vinculada al sistema global de TA superficial que extrae calor de los trópicos en las principales cuencas oceánicas. Según Deser et al. 2010.

Los forzamientos solares y mareales externos decenales y multidecadales alteran la fuerza de la MT en diferentes cuencas oceánicas, y la oscilación de c. 65 años podría ser una resonancia temporal emergente de los retrasos intrínsecos en la transmisión de calor oceánico y atmosférico. En este sentido, la hipótesis de Bjerknes establece que las anomalías hemisféricas en el transporte de calor por la atmósfera y los océanos deberían ser de igual magnitud y signo opuesto (compensación de Bjerknes). La compensación de Bjerknes no se ha medido en la naturaleza debido a nuestra incapacidad para muestrear adecuadamente el transporte de calor, pero curiosamente el modelo climático de Bergen, al reproducir la compensación de

Bjerknes bajo un forzamiento constante, genera una periodicidad de 60-80 años que recuerda a la AMO (Outten & Esau 2017).

La oscilación de unos 65 años es importante para las predicciones climáticas multidecenales. Divine y Dick (2006), en su estudio de la variabilidad histórica de la posición del borde del hielo marino en los mares nórdicos, identificaron correctamente el efecto de la oscilación de c. 65 años por encima de cualquier efecto antropogénico putativo y terminaron con la conclusión de que *"durante las próximas décadas, a medida que evolucione la fase negativa de la circulación termohalina, el retroceso de la capa de hielo puede cambiar a una expansión."* Debía de ser valiente predecir una expansión del hielo marino en 2006, cuando prácticamente todos los demás predecían un colapso del hielo marino, y sin embargo desde 2007 el hielo marino ártico ha venido mostrando un, aún no significativo, modesto crecimiento en extensión en septiembre que contrasta con el fuerte declive anterior.

En su tesis, Marcia Wyatt (2012) propuso una hipótesis sobre la transferencia dinámica de una señal climática entre las diferentes cuencas oceánicas, el hielo marino del Ártico y la atmósfera a través de la oscilación de c. 65 años, que denominó "la onda del estadio". La hipótesis vincula claramente todas las diferentes manifestaciones de la oscilación de c. 65 años, teniendo en cuenta sus desfases, y produce un conjunto completo de "cuasipredicciones" que deberían ser buenas mientras la oscilación mantenga su periodicidad (Fig. 11.5; Wyatt & Curry 2014). Wyatt & Curry 2014, es uno de los pocos artículos (con Divine & Dick 2006) que predijo correctamente la actual pausa en el deshielo del mar Ártico en un momento en que los datos sugerían lo contrario: *"esta tendencia [a la disminución del hielo marino] debería invertirse... El rebote de la extensión del hielo occidental, seguido de los mares árticos de Siberia debería producirse después del mínimo estimado de 2006 de la extensión del hielo occidental y el máximo de la AMO"* (Wyatt & Curry 2014).

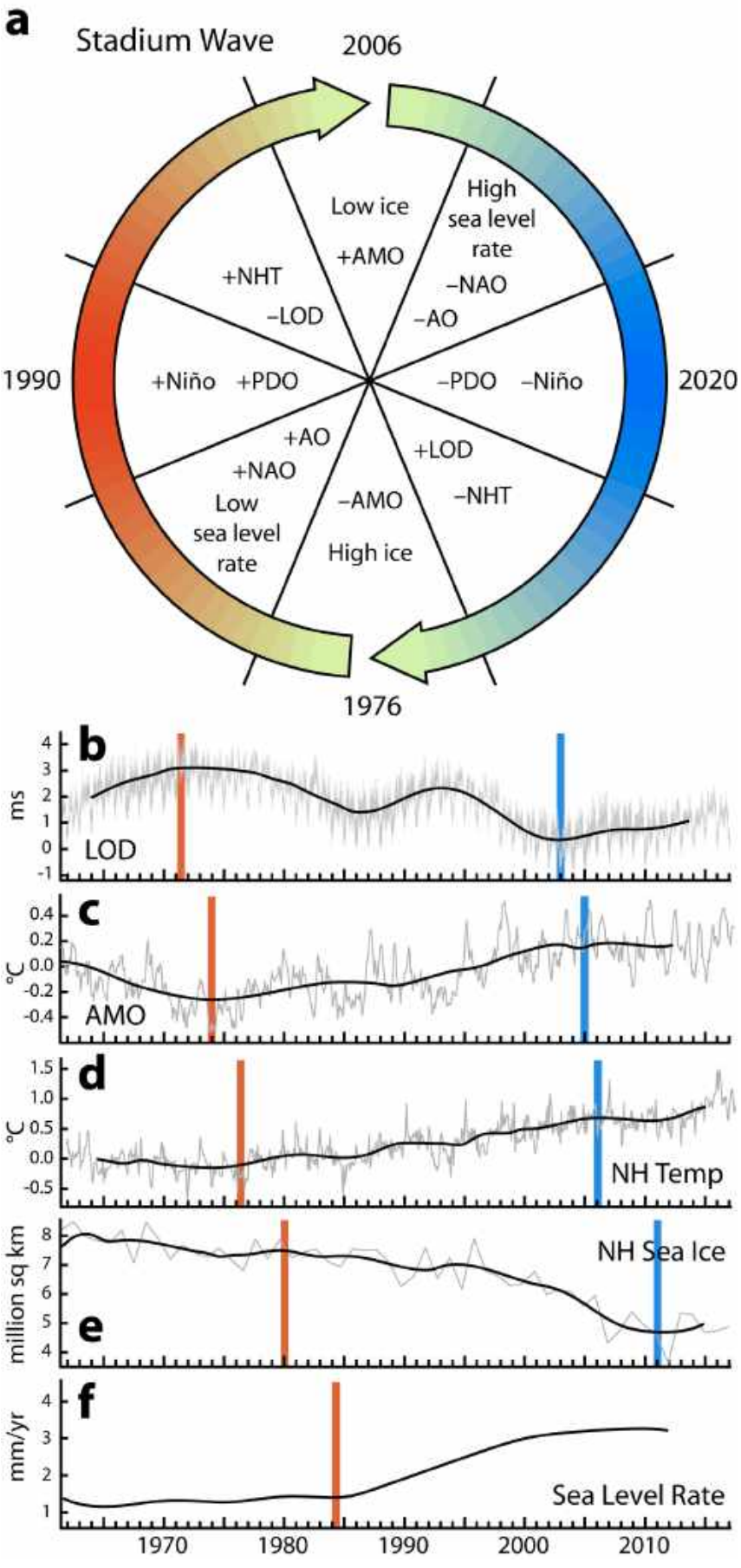

a
Stadium Wave
2006
1990
2020
1976
Low ice
+AMO
High
sea level
rate
–NAO
–AO
+NHT
–LOD
+Niño
+PDO
–PDO
–Niño
+AO
+NAO
Low
sea level
rate
–AMO
High ice
+LOD
–NHT
b
ms
LOD
c
°C
AMO
d
°C
NH Temp
million sq km
NH Sea Ice
e
f
mm/yr
Sea Level Rate
1970
1980
1990
2000
2010

Fig. 11.5 La oscilación de c. 65 años y la hipótesis de la onda de estadio
a) Viñeta simplificada de la rueda de ondas de estadio que muestra un ciclo de 60 años desde 1976 hasta 2036. El color rojo indica la fase de alto calentamiento y el azul la de bajo calentamiento/enfriamiento. AMO, Oscilación Multidecenal Atlántica. AO, Oscilación Ártica. NAO, Oscilación del Atlántico Norte. PDO, Oscilación Decadal del Pacífico. LOD, longitud del día. NHT, Temperatura del hemisferio norte. Según. Wyatt & Curry (2014). **b)** Longitud del Día en milisegundos, datos diarios (gris) y media a largo plazo suavizada (negro). Datos de IERS EOP. **c)** Oscilación multidecenal del Atlántico en °C, datos mensuales sin suavizar (gris) y media a largo plazo suavizada (negro). Datos de la NOAA. **d)** Temperatura del hemisferio norte en° C de anomalía (base 1961-90), datos mensuales (gris) y media a largo plazo suavizada (negro). Conjunto de datos HadCRUT4 de UK Met Office, Hadley Climate Research Unit. **e)** Extensión del hielo marino ártico en millones de km^2, datos de septiembre (gris) y media a largo plazo suavizada (negro). Datos para 1962-1978 de Cea Pirón & Cano Pasalodos (2016). Datos para 1979-2017 del NSIDC. **f)** Tasa de variación del nivel del mar en mm/año. Promedio de Church & White (2011), Ray & Douglas (2011) y Jevrejeva et al. (2014), según Dangendorf et al. (2017). Las barras naranja y azul son puntos de inflexión en los que una fase podría haber cambiado. La hipótesis anticipa una disminución de la velocidad del nivel del mar.

Una consecuencia de la oscilación de c. 65 años es la existencia de cambios climáticos, el paso de un régimen climático a otro diferente en un corto periodo de pocos años, con importantes repercusiones climáticas y ecológicas (Chavez et al. 2003). La PDO y la AMO reflejan la eficacia de la MT a través de las respectivas cuencas oceánicas. Los cambios climáticos tienden a producirse cuando la oscilación altera la intensidad relativa del MT entre ambas cuencas y/o la fuerza del sistema global de MT.

Este sistema de MT global es el complejo resultado de la circulación acoplada atmósfera-océano determinada geográficamente en un planeta en rotación con su eje inclinado respecto a la eclíptica, que recibe la mayor parte de su energía en la banda tropical. Como la intensidad del transporte varía a través del tiempo y el espacio, los autores centran su atención en describir su variabilidad regional y hablan de teleconexiones y puentes atmosféricos para tratar de explicar lo que en esencia son manifestaciones de un único proceso muy complejo (Fig. 11.6). No se puede exagerar la importancia de la MT para el clima del planeta y los cambios multidecenales en la MT son un factor importante y pasado por alto en el cambio climático, ya que se ha asumido erróneamente que con el tiempo se promedian a cero.

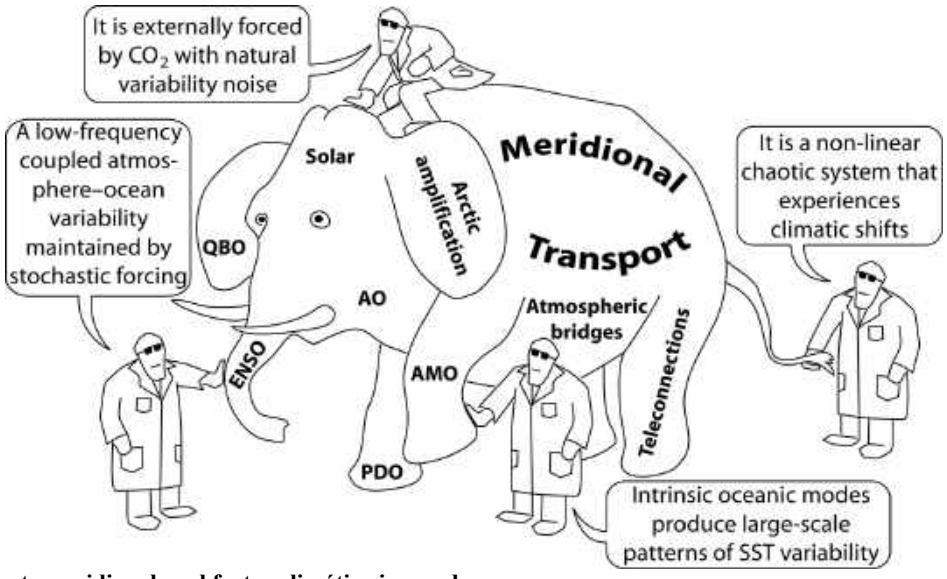


Fig. 11.6 El transporte meridional es el factor climático ignorado
El transporte meridional es tanto el elefante en la habitación que todo el mundo ignora como factor explicativo del cambio climático, como el elefante del cuento de la India que los ciegos describen como un animal diferente al tocar distintas partes del mismo.

Otra consecuencia de la oscilación de c. 65 años es que las fases de calentamiento y enfriamiento de c. 30 años y sus efectos asociados sobre la presión, los vientos, las precipitaciones, el hielo marino y el nivel del mar, deberían ser debidamente tenidos en cuenta por cualquier teoría y modelos climáticos globales. Claramente, este no es el caso de la hipótesis principal del CO2 del cambio climático y los modelos que la apoyan, ya que la última fase de enfriamiento de la oscilación se asignó a los aerosoles antropogénicos, y la última fase de calentamiento a los GEI antropogénicos, dando lugar a una pausa de calentamiento completamente inesperada, aunque predecible, 30 años después. Dai et al. (2015) muestran un paso en la dirección correcta. Tras derivar lo que suponen que es el cambio de temperatura forzado externamente a partir de un gran número de simulaciones de modelos, lo sustraen de las observaciones. Casi todas las desviaciones interdecadales que quedan se explican por sólo dos funciones ortogonales empíricas, una parecida a la PDO, y la otra similar a la AMO con un fuerte componente NH de alta latitud. Inadvertidamente están detectando los cambios interdecadales del MT, y en particular el fuerte efecto ENSO en el ecuador del Pacífico, así como el fuerte efecto del MT en las temperaturas sobre el Ártico en invierno. El

problema es que, según su enfoque, cualquier efecto de transporte de la TM se atribuye a un forzamiento externo (es decir, al aumento antropogénico de los GEI).

En teoría, una oscilación climática interna sólo contribuye a los cambios a corto plazo, ya que a lo largo de varios periodos el efecto debería promediar hasta cero. Sin embargo, la oscilación de c. 65 años tiene un periodo lo suficientemente largo como para haber contribuido de forma importante al Calentamiento Global Moderno. Según Chylek et al. (2014), un tercio del calentamiento global posterior a 1975 se debe a la fase positiva de la AMO, y los modelos sobrestiman el calentamiento por GEI pero lo compensan sobrestimando el enfriamiento por aerosoles. Sin embargo, el IPCC no considera que la variabilidad interna haya contribuido de forma significativa al cambio climático entre 1951-2010 (Fig. 9.12b). Un punto de vista alternativo es que una combinación de actividad solar y una oscilación de 65 años, si se permite una contribución sin restricciones, puede explicar una gran parte de los cambios en la tasa de cambio de la temperatura global durante el siglo XX (ver Fig. 12.15), con cambios residuales atribuibles al aumento de CO2 y a la actividad volcánica. Este punto de vista requiere que nuestra estimación actual de la sensibilidad climática a los diferentes forzamientos sea errónea, una posibilidad apoyada por la identificación de sistemas dinámicos (de Larminat 2016).

La coincidencia durante el siglo XX de dos periodos de calentamiento en la oscilación de unos 65 años y el Máximo Solar Moderno (MSM, véase la sección 11.6) significa que el forzamiento natural y la variabilidad interna podrían haber contribuido significativamente al calentamiento observado. Esta contribución podría ayudar a explicar el calentamiento de principios del siglo ^{XX}en ausencia de emisiones significativas, y el enfriamiento de mediados de siglo a pesar del aumento de las emisiones. La contribución natural al calentamiento observado debería producirse a expensas de una reducción considerable de la contribución antropogénica.

11.4 El cambio climático de 1997-98

Entre 1995 y 2005 se produjo un gran cambio en el clima. Los cambios que se produjeron se hicieron evidentes hacia el año 2000 y fueron de escala mundial. La actividad solar pasó de alta en el ciclo solar (SC) 22 a baja en el SC24 (Fig. 11.7a). Un patrón de frecuencia predominantemente Niño en ENSO se convirtió en predominantemente Niña, mientras que el volumen de agua cálida en el ecuador disminuyó su variabilidad (Fig. 11.7b). El vapor de agua estratosférico global (60° N-S) disminuyó, y la tropopausa tropical se enfrió (Fig. 11.7c; Randel & Park 2019). El calentamiento global entró en un modo de tasa reducida que se conoció como hiato, o "pausa" (Fig. 11.7d; Fyfe et al. 2016). Los trópicos se expandieron a medida que las células de Hadley aumentaron su extensión e intensidad (Fig. 11.7e; Nguyen et al. 2013). El momento angular atmosférico disminuyó haciendo que la velocidad de rotación de la Tierra aumentara reduciendo la duración del día (Fig. 11.7f). El desequilibrio energético de la Tierra, la radiación solar entrante menos la radiación saliente total, comenzó a disminuir, como muestra el cambio de tendencia de la derivada temporal del contenido de calor oceánico (OHC) (Fig. 11.7g; Dewitte et al. 2019). La nubosidad baja disminuyó (Fig. 11.7h; Veretenenko & Ogurtsov 2016; Dübal & Vahrenholt 2021), mientras que la anomalía del albedo alcanzó su punto más bajo en 1997 y comenzó a aumentar (Goode & Pallé 2007), debido al aumento de la nubosidad de altitud alta y media.

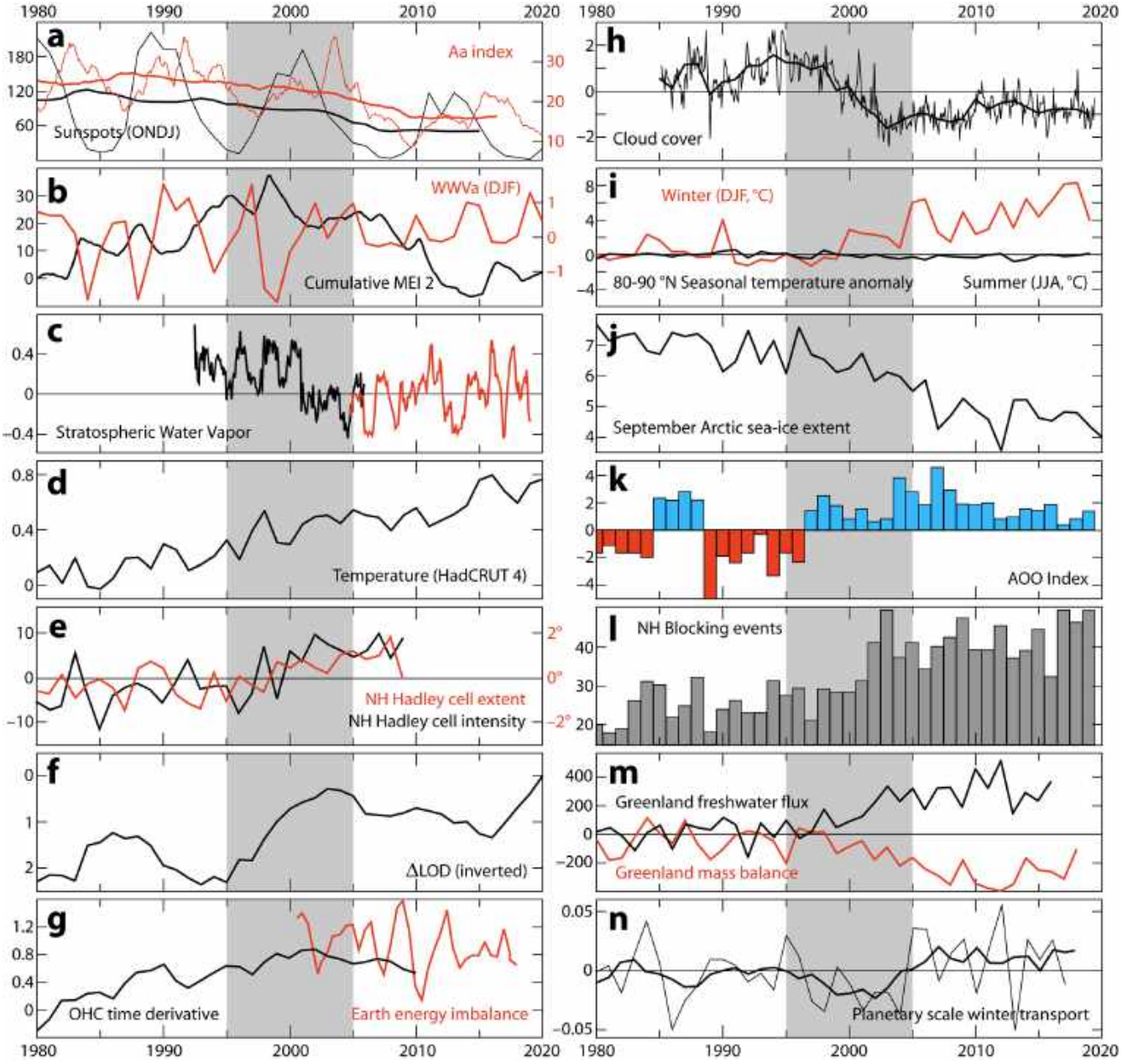


Fig. 11.7 Manifestaciones del gran cambio climático de 1997-98

Entre 1995 y 2005 se produjeron cambios casi simultáneos en los fenómenos relacionados con el clima a escala mundial y en el Ártico. **a)** Manchas solares de octubre-enero (línea negra fina) y media de 11 años de manchas solares de octubre-enero (línea negra gruesa). La actividad solar disminuyó de alta (108 manchas solares 1980-1995) a baja (54 manchas solares 2005-2015). Datos de WDC-SILSO. Índice geomagnético de amplitud antipodal (Aa) media de 13 meses (línea fina roja) y media de 11 años (línea gruesa roja) que mide las perturbaciones magnéticas causadas principalmente por el viento solar. Datos del ISGI. **b)** El índice acumulativo multivariante ENSO v.2 pasó de creciente a decreciente en 1998, lo que indica un cambio en el patrón ENSO. Datos de la NOAA. El cambio también se reflejó en una fuerte reducción de la variabilidad de la anomalía del volumen de agua cálida en el ecuador (5 N-5°° S, 120 E-80°° W por encima de 20° C), donde después de 2000 ya no se alcanzan valores negativos de -1. Datos en $10^{(14)\,m(3)}$de la Oficina del Proyecto TAO de NOAA/PMEL. **c)** Anomalía mensual del vapor de agua estratosférico a 60° N-S, 17,5 km de altura, a partir de datos de ocultación solar (línea negra), y datos de sonda de microondas (línea roja) en ppmv. El desplazamiento de 2001 está confirmado por las mediciones de temperatura de la tropopausa con radiosonda. Según Randel & Park 2019. **d)** Anomalía de la temperatura media global en superficie en° C mostrando la pausa en el calentamiento de 1998-2013. De MetOffice HadCRUT 4.6 datos anuales. **e)** Anomalía de intensidad de célula Hadley media anual del conjunto (en % de la media) para el NH de ocho reanálisis (línea negra), y anomalía de borde de célula Hadley media anual del conjunto (en° latitud) para el NH de ocho reanálisis (línea roja). De Nguyen et al. 2013. **f)** Cambio medio anual en la longitud del día (ΔLOD) en ms, invertido (hacia arriba es un acortamiento en LOD debido a la aceleración del giro de la Tierra). Datos de IERS LOD C04 IAU2000A. **g)** Aumento anual de la media decenal del contenido de calor oceánico (línea negra) y desequilibrio energético medio anual de la Tierra obtenido como diferencia entre la radiación solar entrante y la radiación saliente total (línea roja). Ambos en W/m^2. Según Dewitte et al. 2019. **h)** Anomalía mensual (línea fina) y anual (línea gruesa) de la cobertura nubosa 90 S-90°° N

(%). Datos de EUMETSAT CM SAF dataset, según Dübal & Vahrenholt (2021). **i)** 80-90° N anomalía de temperatura en verano (JJA, línea negra), y en invierno (DJF, línea roja) (° C). Datos del Instituto Meteorológico Danés. **j)** Extensión media del hielo marino ártico en septiembre ($10^6 km^{2)}$. Datos del NSIDC. **k)** Índice de Oscilación del Océano Ártico (AOO) que refleja la alternancia entre la circulación anticiclónica (barras azules) y ciclónica (barras rojas) del hielo marino y el océano. Según Proshutinsky et al. 2015. **l)** Número de eventos de bloqueo NH por año. Según Lupo 2020. **m)** Flujo de agua dulce de Groenlandia (línea negra, $km^{3)}$. Según Dukhovskoy et al. 2019. Balance de masas de la capa de hielo de Groenlandia (línea roja, Gt). Según Mouginot et al. 2019**. n)** Transporte de energía latente invernal (DJF) a través de 70° N por olas de escala planetaria, en PW. Línea delgada, anual; línea gruesa, media móvil de 5 años. Según Rydsaa et al. 2021.

El cambio climático de 1997-98 (97CS) fue pronto reconocido (Chavez et al. 2003) como el opuesto al cambio de régimen climático de 1976-77 que fue descrito por primera vez por Ebbesmeyer et al. (1991) y vinculado por Graham (1994) a un cambio en la circulación invernal NH. Un cambio hacia el oeste en la variabilidad atmósfera-océano en el Pacífico tropical tuvo lugar en el 97CS, caracterizado por una disminución de la variabilidad ENSO que coincide con una supresión de la variabilidad de la temperatura oceánica subsuperficial (Fig. 11.7b) y un debilitamiento del acoplamiento atmósfera-océano en el Pacífico tropical. El cambio se manifestó como más eventos de El Niño en el Pacífico central frente al Pacífico oriental, y un aumento de la frecuencia de ENSO, vinculado a un desplazamiento hacia el oeste de la ubicación de la región de interacción viento-SST (Li et al. 2019).

Las manifestaciones más conspicuas del 97CS tuvieron lugar en el Ártico. Los modelos predicen que el calentamiento polar debería ser más intenso, y el tropical menos intenso, que la media mundial en lo que se denomina amplificación polar. Como era evidente que la Antártida, salvo la península occidental, no se estaba calentando (Zhu et al. 2021), la atención se centró en la amplificación ártica. En 1995 la amplificación del Ártico no se había observado claramente a pesar de dos décadas de intenso calentamiento global (Curry et al. 1996). La situación estaba a punto de cambiar y ese año el clima del Ártico empezó a cambiar. La temperatura superficial de la estación fría (octubre a abril) >80° N aumentó enormemente, mientras que la temperatura estival (JJA) permaneció invariable (Fig. 11.7i; Instituto Meteorológico Danés 2021). Esto fue acompañado de un cambio en la mayoría de las variables climáticas del Ártico. El hielo marino del Ártico experimentó un ritmo de descenso acelerado (Fig. 11.7j), que en 2007 hizo temer un verano ártico sin hielo marino en un futuro próximo. El giro de Beaufort dejó de alternar su régimen de circulación entre ciclónico y anticiclónico cada pocos años, como venía haciendo al menos desde 1946, tal y como refleja el índice de Oscilación del Océano Ártico (Fig. 11.7k; Proshutinsky et al. 2015). Como consecuencia, una gran cantidad de agua dulce comenzó a acumularse en el océano Ártico. Otros cambios afectaron a la nubosidad invernal del Ártico, que disminuyó entre 1980 y 1998 (Scheweiger 2004; Wang & Key 2005) y ha aumentado desde 2005 (Wang et al. 2021), al aumento del transporte de humedad (Nygård et al. 2020), a la mayor frecuencia de bloqueos atmosféricos (Fig. 11.7l; Lupo 2020), al aumento del flujo de agua dulce de Groenlandia (Fig. 11.7m; Dukhovskoy et al. 2019), aumento del balance de masa negativo en Groenlandia (Fig. 11.7m; Mouginot et al. 2019), aumento del transporte invernal a escala planetaria (Fig. 20n; Rydsaa et al. 2021), aumento del flujo de radiación de onda larga descendente (DLR; Wang et al. 2021), y un mayor flujo OLR (Fig. 11.8) en el ToA, por citar algunos de los cambios.

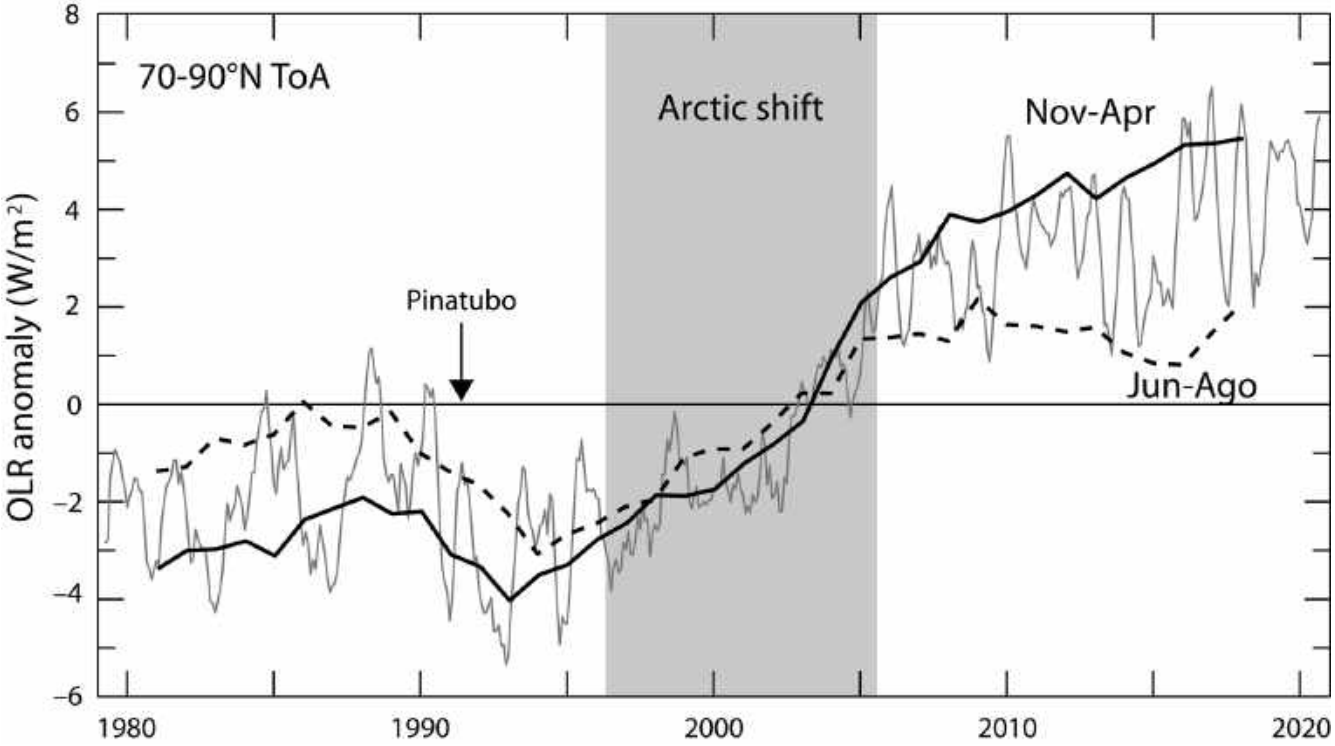


Fig. 11.8 Cambios en la radiación de onda larga saliente en la región ártica
Línea gris delgada, promedio de 7 meses de la anomalía media mensual de OLR en W/m^{2}a partir del conjunto de datos interpolados OLR NOAA. Línea negra gruesa, media de 5 años de la estación fría (noviembre-abril). Línea negra gruesa discontinua, media quinquenal de la estación estival (JJA). El recuadro gris resalta el desplazamiento ártico de OLR entre mediados de 1996 y finales de 2005. Se indica el momento de la erupción del Pinatubo. Datos de KNMI explorer (field=noaa_olr).

Los datos del satélite NOAA OLR (Liebmann & Smith 1996) muestran que, a partir de mediados de 1996, la anomalía estacional media del Ártico OLR inició un gran cambio que duró hasta finales de 2005 (Fig. 11.8, recuadro gris). La variabilidad estacional (anomalía OLR media de 7 meses; Fig 11.8, línea gris delgada) disminuyó notablemente, mientras que la OLR media mensual en el ToA aumentó en 6 W/m^2. Pero el aumento no se distribuyó por igual a lo largo del año, los meses fríos (Nov-Abr) aumentaron su OLR media mensual en 8 W/m$^{(2)}$, mientras que los meses de verano (JJA) la aumentaron sólo en 3 W/m^2. El 97CS ha creado un déficit energético invernal mucho mayor en el Ártico. Normalmente, los cambios en OLR y RSR están correlacionados negativamente, por lo que en parte se cancelan entre sí (Dewitte et al. 2019), pero esto no es cierto en el Ártico en invierno, cuando hay poca o ninguna SR entrante. El TOR planetario es mayor durante el invierno NH (ver Fig. 10.2; Carlson et al. 2019) y se hizo mayor en el 97CS. Cao et al. (2020) han demostrado que el aumento del OLR Ártico en la 97CS estuvo asociado con la expansión de la célula Hadley causando un aumento simultáneo del OLR en los subtrópicos. Coincidiendo con el aumento de la OLR del Ártico, el desequilibrio energético de la Tierra empezó a disminuir y el océano empezó a acumular menos calor, como determina la derivada temporal del OHC (Fig. 11.7f; Dewitte et al. 2019). Al mismo tiempo, el calentamiento global entró en un hiato (Fyfe et al. 2016).

El 97CS en el Ártico se celebró como una confirmación más de la hipótesis del CO2 del calentamiento global con renovados llamamientos a poner fin a las emisiones de CO2 (IPCC: Informe de síntesis AR5 2014). Sin embargo, no hubo una explicación adecuada para los cambios que se produjeron en ese momento (y no antes) en el Ártico y a nivel mundial. Aunque el clima estival del Ártico se vio afectado, los cambios más destacados tuvieron lugar durante la estación fría. Los cambios en el vapor de agua estratosférico (Randel & Park 2019) o en el giro de Beaufort (Proshutinsky et al. 2015) siguen sin explicación, y la disminución de la tasa de calentamiento global recibió múltiples explicaciones (lo que equivale a ninguna), pero sin explicación de por qué ocurrió en ese momento. Por el contrario, la reorganización y el aumento de la TA están respaldados por la mayoría, si no todos, los fenómenos implicados, lo que proporciona una explicación poderosa. Randel et al. (2006) muestran que la disminución del vapor estratosférico (Fig. 11.7c) y el enfriamiento de la tropopausa tropical, junto con los cambios simultáneos en el ozono son consistentes con un aumento en el afloramiento tropical medio de la BDC, la MT estratosférica.

La fecha de inicio del cambio climático de 1995-2005 es difícil de determinar, y queda aún más oscurecida por el gran El Niño que tuvo lugar en 1997-98. Sin embargo, muchas de las tendencias alteradas en los parámetros climáticos, como el albedo (Goode & Pallé 2007), la temperatura invernal ártica (Fig. 11.7i), o los cambios en el balance de masas de Groenlandia y el flujo de agua dulce (Fig. 11.7m; Dukhovskoy et al. 2019; Mouginot et al. 2019) pueden rastrearse hasta 1997. El cambio climático de 1976-77 también coincidió con un El Niño que comenzó a principios del verano de 1976, por lo que es apropiado

fechar el cambio climático más reciente en 1997-98. Pocos años después del 97CS, el clima parece haber reducido el ritmo acelerado de cambio climático que mostró en el periodo 1995-2005, lo que sugiere que el clima se ha asentado en un nuevo régimen. La disminución del hielo marino ártico ha disminuido considerablemente. La extensión mínima en verano tuvo lugar en 2012, y en 2021 hubo más extensión de hielo marino en septiembre que en 2007, 14 años antes. La OLR ártica también se ha estabilizado en un nivel más alto y la nubosidad baja global en un nivel más bajo. Los fenómenos de humedad extrema del Ártico, el vapor de agua estratosférico y los fenómenos de bloqueo atmosférico parecen haber reducido su ritmo de aumento. El cambio climático de 1976-77 también implicó cambios en la circulación invernal del NH (Graham 1994), y en el momento angular atmosférico (Marcus et al. 2011). Se ha propuesto un cambio menos evidente en la actividad solar y su correlación con los cambios de temperatura estratosférica como forzante del cambio climático de 1976-77 (Powell & Xu 2011).

El clima sufre cambios multidecenales que los modelos climáticos no pueden explicar, reproducir ni predecir. Estos cambios climáticos no solo afectan a la variabilidad interna del sistema climático, sino también a las propiedades radiativas de la Tierra, por lo que constituyen una fuente de cambio climático global que no se tiene en cuenta en la lista del IPCC de forzamientos naturales y antropogénicos que han contribuido al cambio observado de la temperatura de la superficie durante el periodo 1951-2010 (Informe de síntesis AR5 del IPCC, 2014). Todos los cambios climáticos descritos de la 97CS (Figs. 11.7 y 11.8), y los compartidos por el cambio climático de 1976-77, tienen en común que o bien se ven afectados por cambios en la TA hacia el polo invernal, o bien provocan cambios en ella. La MT invernal es una propiedad fundamental del sistema climático y está en el centro de los cambios observados. Tiene el potencial de ser un factor determinante del clima con una importancia incluso mayor que los cambios en los GEI sin condensación.

11.5 Modulación del clima mundial por el transporte meridional

El Holoceno anterior a 1950 sufrió episodios de cambios climáticos profundos y abruptos que alteraron significativamente la vegetación de ecozonas enteras en épocas de cambios muy modestos de los GEI. Esta variabilidad del Holoceno se revisó en el Capítulo 4. Además, en un pasado lejano (por ejemplo, a principios del Eoceno, véase la Fig. 10.1) el planeta experimentó a veces condiciones climáticas cálidas y estables, con LTG y estacionalidad reducidos, caracterizadas por la ausencia de condiciones de congelación durante todo el año en los polos, cuando los niveles de CO2 eran quizás sólo el doble de los actuales. Los modelos climáticos actuales no pueden reproducir esos cambios y condiciones sin recurrir a ajustes poco realistas. Así pues, además de los GEI y las erupciones volcánicas, deben estar actuando otros mecanismos de cambio climático mal identificados. El transporte de energía del ecuador a los polos es un buen candidato. El LTG es un rasgo definitorio de los distintos climas globales que ha experimentado la Tierra durante el Eón Fanerozoico, y la energía se transporta del ecuador a los polos a lo largo de ese gradiente y en función de él. El enigma que hace que los modelos climáticos se atraganten con el problema del clima ecuable se conoce como la paradoja del clima ecuable. La energía se desplaza hacia los polos a lo largo del LTG para mantenerlos más calientes de lo que estarían de otro modo, pero cuanto más calientes estén, menos energía debería desplazarse a lo largo del gradiente y más fríos deberían estar. La respuesta al enigma es contraintuitiva. Cuanta más energía se desplaza hacia los polos en invierno, más energía pierde el planeta y más frío se vuelve. Los polos de clima ecuánime se mantuvieron calientes durante el invierno no porque se transportara más calor , sino porque el GEI más abundante en el planeta, el vapor de agua, debió de crear una niebla y una capa de nubes permanentes en los polos en invierno que redujeron enormemente la pérdida de calor.

Desde el 97CS, se transporta más energía al Ártico en invierno (Fig. 11.7i-n), y se pierde más energía en el ToA Ártico (Figs. 10.4 y 11.8). El resultado es una reducción del desequilibrio energético de la Tierra y un aumento del OHC (Fig. 11.7g; Dewitte et al. 2019) y una pausa en el calentamiento global (Fig. 11.7d; Fyfe et al. 2016), interrumpida temporalmente por el gran El Niño de 2015 (Lean 2018). Hasta ahora no hay indicios de que el periodo actual de aumento de la TA y reducción del calentamiento haya llegado a su fin, y si el pasado sirve de precedente, el patrón climático actual podría durar hasta mediados de la década de 2030. Es evidente entonces que parte del calentamiento que tuvo lugar en el periodo 1976-97, erróneamente atribuido a factores antropogénicos (véase la Fig. 9.12), se debió a una reducción de la TA. Además, la amplificación ártica es un fenómeno totalmente incomprendido. La amplificación ártica, especialmente en invierno, provoca un enfriamiento planetario, no un calentamiento. Cuanto mayor sea la amplificación invernal del Ártico, menos se calentará el planeta.

La gran complejidad de la circulación mundial acoplada océano-atmósfera, con todos sus modos de variabilidad, oscilaciones, teleconexiones y modulaciones, no es más que la manifestación de una única causa subyacente, el transporte de energía desde su punto de entrada en el sistema climático hasta su punto de salida. La masa (incluida el agua) se transporta como consecuencia del transporte de energía, directa o indirectamente. Cada fenómeno del sistema climático es impulsado por la energía recibida del sol a medida que se desplaza hacia su punto de salida. Debido al gradiente de insolación, el punto de salida se encuentra por término medio a mayor latitud que el punto de entrada, por lo que el aspecto definitorio del sistema climático es la MT de energía. Cada aspecto de la circulación global acoplada océano-atmósfera debe analizarse en función de su efecto sobre la MT de energía. El ENOS es una bomba de calor que extrae energía del Pacífico ecuatorial (Sun 2000). La OMA es una lectura de la TA de la superficie atlántica, su fase positiva indica una TA reducida que da lugar a una acumulación de calor. Las teleconexiones pueden explicarse como cambios en la fuerza de la TA a través de diferentes vías, a medida que cambian los gradientes de temperatura y presión predominantes.

La creencia generalizada de que el transporte horizontal de energía tiene un efecto neto nulo, y que el flujo neto de radiación en ToA no debería verse afectado por él, no resiste un examen detenido. Si tuviéramos una región en el planeta donde la energía solar entrante es nula o muy baja, y donde su contenido atmosférico de GEI es mucho menor, entonces transportar más energía allí sólo podría resultar en una mayor pérdida de energía en ese ToA sin una ganancia compensatoria en otros lugares. El flujo energético del planeta se vería alterado por ese cambio en el transporte. Y no tenemos una, sino dos de estas regiones en los polos, lo que resulta en tener una en estación fría durante la mayor parte del año. La TA hacia el Polo Norte es más importante que hacia el Polo Sur por razones geográficas (ver Cap. 10). Existen numerosas pruebas de que la TA invernal ártica aumentó en el 97CS (véase el cap. 11.4). El aumento de la TA resultó en un aumento de la pérdida de energía en el ToA (Fig. 11.8), que afectó al desequilibrio energético de la Tierra (Fig. 11.7g; Dewitte et al. 2019). Los cambios en la MT constituyen un forzamiento climático que no se tiene en cuenta en ninguno de los informes de evaluación del cambio climático publicados por el IPCC hasta la fecha.

La MT puede dividirse en dos componentes. La MT a través de la estratosfera, que tiene una rama poco profunda en la estratosfera inferior y una rama profunda en la estratosfera media-superior. El otro es a través de la troposfera con contribución atmosférica y oceánica (Fig. 11.9). Ambos componentes están acoplados de forma variable en el tiempo y el espacio (Kidston et al. 2015). En la zona ecuatorial existe acoplamiento a través de la convección profunda y la rama ascendente de la BDC (Collimore et al. 2003), y en latitudes altas a través del FV. El acoplamiento descendente en las latitudes medias es complejo y variable según la longitud (Elsbury et al. 2021). El acoplamiento lo ejercen principalmente los cambios en los gradientes de temperatura estratosféricos y la respuesta del balance térmico del viento, que afecta a la fuerza de la circulación zonal media, y a la posición y fuerza de los chorros troposféricos, remolinos y trayectorias de tormentas (Kidston et al. 2015). El acoplamiento ascendente depende de los cambios en la convección y la generación de olas. Como consecuencia, el acoplamiento es más fuerte en invierno cuando los contrastes de temperatura y la generación de ondas en la troposfera son mayores, y los gradientes de temperatura en la estratosfera son más profundos.

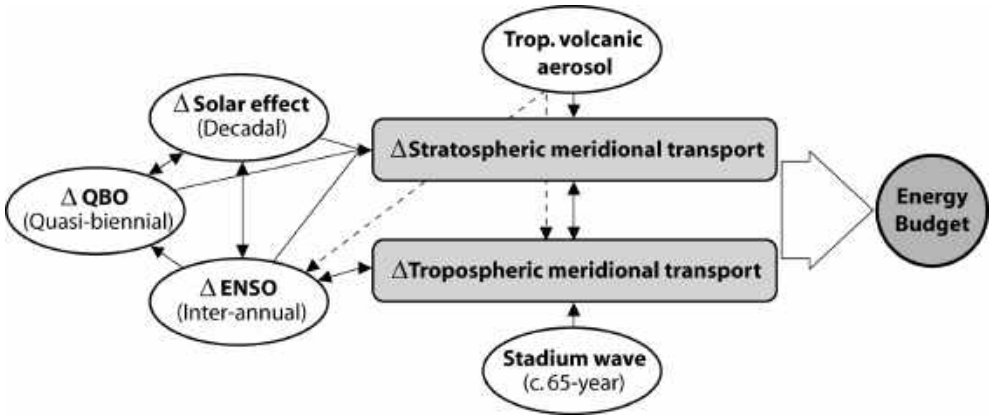


Fig. 11.9 Diagrama de transporte meridional
En rectángulos redondeados de color gris claro los dos componentes del transporte meridional, con sus moduladores conocidos en óvalos blancos. Las flechas negras indican acoplamiento o modulación. Las flechas discontinuas indican el efecto indirecto de las erupciones volcánicas tropicales sobre el transporte meridional troposférico y el ENOS. El efecto sobre el balance energético del sistema climático de la Tierra está implícito en los cambios en la transferencia de energía de una región tropical rica en GEI a una región polar pobre en GEI. Véanse las referencias en el texto.

La TA estratosférica está modulada por factores que alteran su LTG (ozono, actividad solar y aerosoles volcánicos), o la fuerza del viento zonal (QBO), ya que determinan el nivel de transmisión de ondas planetarias que potencia el transporte estratosférico. El ENSO forma parte de la MT troposférica y está determinado por sus condiciones, pero también es un modulador del transporte estratosférico, afectando a la fuerza del QBO (Domeisen et al. 2019), y por tanto participa en el acoplamiento estratosfera-troposfera MT. Se desconoce si la QBO tiene un efecto sobre ENSO, pero se han documentado todas las demás interacciones entre estos tres moduladores (efecto solar, QBO y ENSO) de la MT estratosférica (véase la Secc. 10.5; Labitzke 1987; Calvo & Marsh 2011; Salby & Callaghan 2000; Taguchi 2010). La onda estadio representa el cambio secuencial coordinado que afecta a partes interconectadas de la MT troposférica (Wyatt & Curry 2014). Constituye una fuerte oscilación multidecenal en el MT. En la actualidad se desconoce si se debe a la variabilidad interna o si está forzada o marcada por el exterior. No se puede exagerar la importancia de esta oscilación multidecenal en la variabilidad climática.

En la figura 11.10 se analiza el efecto global de la onda de estadio sobre la MT desde 1900. El periodo 1912-2008 se ha dividido subjetivamente en tres fases de 32 años. Aunque los fenómenos de MT analizados no se desplazan simultáneamente (de ahí el nombre de onda de estadio), las fases así definidas describen bien los periodos de alternancia de las condiciones predominantes en la MT. El modo anular del norte u oscilación ártica (AO; Fig. 11.10a línea gris), es el modo principal de variabilidad de la circulación extratropical en el NH (Thompson & Wallace 2000). Es más débil que su contraparte SH, lo que lleva a un debate sobre su realidad física (Sun & Tan 2013). Para actuar como un balancín Norte-Sur de intercambio de

masa atmosférica entre el Ártico y las latitudes medias (un verdadero modo anular), debe existir una correlación entre sus tres centros de acción: los sectores Ártico, Atlántico y Pacífico. La correlación Ártico-Atlántico es fuerte y constituye la NAO. El vínculo Ártico-Pacífico es más débil, pero se ha descubierto que la Baja Aleutiana y la Baja Islandesa desde mediados de los años 70 muestran una correlación negativa de un invierno a otro, que es más fuerte a finales del invierno (Honda & Nakamura 2001). Este vaivén Aleutiano-Islandés parece depender de la propagación de ondas estacionarias y varía en fuerza con los cambios en la fuerza del FV (Sun & Tan 2013). Calculando la AO acumulada de enero-febrero (Fig. 11.10a línea gris) podemos ver que hasta c. 1940 prevalecieron los valores positivos de AO (es decir, condiciones de vórtice fuerte), pero en el periodo 1940-1980 los valores negativos de AO fueron preponderantes, para volver a cambiar después. El balancín Aleutiano-Islandés confirma los cambios en la fuerza del FV con su correlación móvil de 25 años (Li et al. 2018; Fig. 11.10a línea negra).

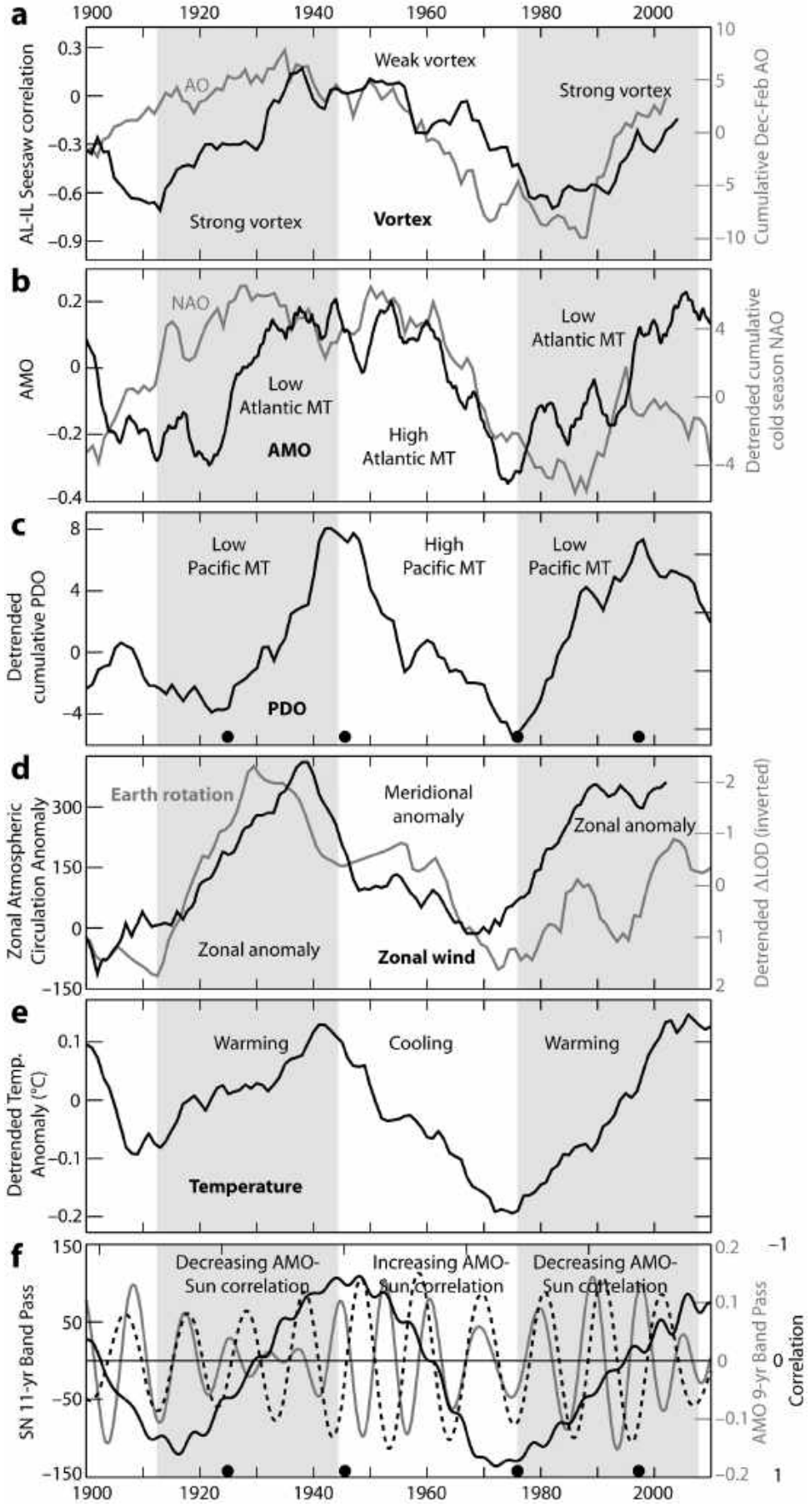

a
1900
1920
1940
1960
1980
2000
AL-IL Seesaw correlation
0.3
0
−0.3
−0.6
−0.9
AO
Weak vortex
Strong vortex
Strong vortex
Vortex
Cumulative Dec-Feb AO
10
5
0
−5
−10
b
AMO
0.2
0
−0.2
−0.4
NAO
Low
Atlantic MT
AMO
High
Atlantic MT
Low
Atlantic MT
Detrended cumulative
cold season NAO
4
0
−4
c
Detrended
cumulative PDO
8
4
0
−4
Low
Pacific MT
High
Pacific MT
Low
Pacific MT
PDO
d
Zonal Atmospheric
Circulation Anomaly
300
150
0
−150
Earth rotation
Meridional
anomaly
Zonal anomaly
Zonal anomaly
Zonal wind
Detrended ΔLOD (inverted)
−2
−1
0
1
2
e
Detrended Temp.
Anomaly (°C)
0.1
0
−0.1
−0.2
Warming
Cooling
Warming
Temperature
f
SN 11-yr Band Pass
150
50
−50
−150
Decreasing AMO-
Sun correlation
Increasing AMO-
Sun correlation
Decreasing AMO-
Sun correlation
AMO 9-yr Band Pass
0.2
0.1
0
−0.1
−0.2
Correlation
−1
0
1
1900
1920
1940
1960
1980
2000

Fig. 11.10 Variabilidad climática multidecenal y transporte meridional
a) Línea negra, correlación móvil de 25 años Aleutian Low-Icelandic Low seesaw como proxy de la fuerza del vórtice polar. Según Li et al. 2018. Línea gris, índice acumulativo de Oscilación Ártica invernal (promedio dic-feb). Datos del índice AO de 1899-2002 de DW Thompson. Dept. of Atmos. Sci. CSU. Thompson & Wallace 2000. **b)** Línea negra, media de 4,5 años del índice de Oscilación Multidecenal del Atlántico. Datos de la NOAA no suavizados a partir de Kaplan SST V2. Línea gris, índice acumulativo de Oscilación del Atlántico Norte de la estación fría (media noviembre-abril) sin tendencia 1870-2020. Datos del CRU, U. East Anglia. Jones et al. 1997. **c)** PDO acumulativa. Índice PDO acumulativo medio anual sin tendencia 1870-2018 de HadISST 1.1. Datos de NOAA. Datos de la NOAA. Los puntos negros marcan los años 1925, 1946, 1976 y 1997, cuando se produjeron los cambios de régimen de la PDO (Mantua & Hare 2002; véase el apartado 11.4). **d)** Línea negra, índice de circulación atmosférica zonal, anomalía acumulada. Según Klyashtorin & Lyubushin 2007. Línea gris, ΔLOD anual invertido de 1900-2020. Datos en ms del IERS**. e)** Temperatura media anual en superficie de 1895-2015, media decenal. Datos de Met Office HadCRUT 4.6. **f)** Línea discontinua, paso de banda de 8,2-16,6 años del número total medio mensual de manchas solares. Datos de WDC-SILSO. Línea gris, paso de banda de 6,6-11 años del índice AMO mensual. Línea negra, correlación invertida de 20 años de los datos de las manchas solares y de la AMO. Puntos negros como en c, mostrando su posición con respecto a los mínimos solares.

La fuerza del FV refleja negativamente la magnitud del intercambio de masa y calor entre el Ártico y las latitudes medias. Sobre el sector atlántico, la AMO mide las anomalías de la TSM. Como es de esperar, los valores positivos de la AMO reflejan la acumulación de agua cálida en el Atlántico Norte bajo condiciones reducidas de MT y fuertes PV (Fig. 11.10b línea negra). La NAO, que forma parte de la AO, representa el dipolo de presión a nivel del mar sobre el Atlántico, y al analizar su valor detrendente y acumulativo, muestra una gran similitud con la AO, con alguna influencia de las TSM de la AMO (Fig. 11.10b línea gris). Las prolongadas tendencias de la NAO que duran varias décadas son inexplicables con los modelos actuales, que claramente no reflejan regímenes de MT multidecenales. Los modelos consideran los índices de la NAO como ruido blanco sin correlación serial (Eade et al. 2021). Sin representar adecuadamente la MT, los modelos climáticos no pueden explicar el cambio climático. En el sector del Pacífico, la PDO también refleja las anomalías de la TSM. Una PDO positiva muestra acumulación de agua cálida sobre el lado ecuatorial y oriental del Pacífico. Esto es indicativo de una reducción de la TA, que desplaza el calor fuera del ecuador y hacia el límite occidental del Pacífico para que la corriente de Kuroshio pueda desplazarlo hacia el norte. Los valores acumulados de la PDO sin tendencia (Fig. 11.10c) muestran que las fases de aumento o disminución de la TA en el Pacífico coinciden aproximadamente con las del Atlántico. Los cambios climáticos y ecológicos en el Pacífico identificados en 1925, 1946, 1976 y 1997 (Mantua & Hare 2002) coinciden con momentos en los que la DOP pasa de ser predominantemente positiva a negativa o viceversa (Fig. 11.10c puntos negros).

La TA es llevada a cabo por la circulación meridional y aumentos en la TA atmosférica implican disminuciones en la circulación zonal, ya que más circulación meridional transporta más energía y momento hacia el polo. El índice de circulación atmosférica es una representación acumulativa de la anomalía anual en la transferencia de masa de aire zonal (E-O) frente a la meridional (N-S) en Eurasia (Klyashtorin & Lyubushin 2007). Muestra que los periodos multidecenales, cuando el FV NH ha sido más fuerte y el MT sobre los sectores Atlántico y Pacífico ha sido más bajo (áreas grises en Fig. 11.10), se han caracterizado por anomalías predominantes de tipo zonal (Fig. 11.10d línea negra), mientras que los periodos de FV más débil y MT más alto presentan anomalías predominantes de tipo meridional, como cabría esperar. El efecto que estos cambios persistentes en los patrones predominantes de circulación atmosférica tienen sobre la transferencia de momento entre la atmósfera y el sólido Tierra-océano causan cambios en la velocidad de rotación de la Tierra, medidos como cambios en la duración del día (ver Secc. 10.6). Los periodos de aumento de la circulación zonal se correlacionan con una aceleración de la Tierra y una disminución enΔ LOD mientras que los periodos de disminución de la circulación zonal se correlacionan con una desaceleración de la Tierra y un aumento enΔ LOD (Lambeck & Cazenave 1976; Fig. 11.10d línea gris). La rotación de la Tierra también se ve afectada por fuerzas de marea y de interacción núcleo-mantel, los cambios en el momento atmosférico son el principal factor estacional e interanual. Los cambios enΔ LOD apoyan la existencia de periodos multidecadales de reducción del MT y aumento de la circulación zonal (áreas grises en Fig. 11.10), alternando con periodos de aumento del MT y reducción de la circulación zonal. Los cambios en la velocidad de rotación de la Tierra integran cambios globales en la circulación atmosférica que apoyan el efecto global de los cambios en el MT.

Los cambios multidecenales en la MT son la causa de la oscilación multidecenal conocida como onda del estadio, porque los cambios de la TSM en la AMO y la PDO son una respuesta a los cambios en la circulación atmosférica global. La transferencia de energía y humedad de la superficie del mar a la atmósfera es máxima en los límites occidentales extratropicales de las cuencas oceánicas (Yu & Weller 2007). Desde allí, el transporte de energía hacia los polos se lleva a cabo casi exclusivamente por la circulación meridional de la atmósfera (Fasullo & Trenberth 2008). Una reducción de la circulación meridional atmosférica y el correspondiente aumento de la circulación zonal implican un menor transporte de energía hacia los polos, y dado que la energía entrante anual es casi constante y que el transporte de calor oceánico sólo depende parcialmente de la circulación impulsada por el viento, se acumula más calor en cada banda latitudinal, pero sobre todo en las latitudes medias. La acumulación de calor en tierra y en la superficie del mar como consecuencia de la reducción de la TA, produce los efectos de onda de estadio y un aumento de la temperatura global. Cuando se detrae la anomalía de la temperatura media global en superficie, los periodos de reducción (aumento) de la TA corresponden a un calentamiento (enfriamiento) con respecto a la tendencia (Fig. 11.10e). Teniendo en cuenta estas pruebas, debería reevaluarse la creencia

general (incorporada a los modelos) de que el hiato de 1940-1975 se debió a un aumento de los aerosoles y que el calentamiento de 1975-2000 se debe a factores antropogénicos.

Se desconocen las causas que subyacen a los cambios multidecenales de la onda del estadio en la TA. La oscilación de unos 65 años no es estacionaria. Las reconstrucciones de proxies indican que la AMO tuvo una periodicidad más corta y menos potencia durante la LIA y una periodicidad más larga y más potencia durante el Periodo Cálido Medieval (MWP; Chylek et al. 2012; Wang et al. 2017). En la sección 10.4 se mostró una modulación de ENSO por la actividad solar, y en la sección 10.5 se mostró una modulación de los cambios en la rotación de la Tierra, y por tanto de los cambios en el momento atmosférico, por la actividad solar. Una posibilidad es que la variabilidad interna y el forzamiento solar externo sean responsables de la periodicidad y fuerza actuales de la onda estadio. Otra posibilidad es que la variabilidad interna de la MT esté respondiendo a la tendencia al calentamiento impuesta por causas antropogénicas y naturales, principalmente el aumento de la actividad solar asociado a la MSM. Curiosamente, los cuatro cambios climáticos multidecenales reconocidos en el Pacífico (Mantua & Hare 2002) tuvieron lugar en o justo después de un mínimo solar (Figs. 11.10c & f, puntos y línea discontinua), y las dos áreas grises y el área blanca central de la figura 11.10 que representan regímenes alternantes de MT abarcan tres ciclos solares entre mínimos solares. Se ha demostrado que el efecto Holton-Tan, que relaciona la fase tropical de la QBO con la fuerza de la PV a través de la propagación de ondas planetarias, es más fuerte en los mínimos solares (Labitzke et al. 2006), y que el efecto Holton-Tan se debilitó sustancialmente durante el periodo 1977-1997 de MT reducida (Lu et al. 2008). Esto implica que durante el invierno en mínimos solares el acoplamiento estratosférico tropical-polar, y el acoplamiento estratosférico-troposférico son más fuertes, y podrían constituir un momento apropiado para un cambio coordinado en la fuerza de la MT que tenga efecto durante el ciclo solar siguiente. Habría que ver si los futuros cambios de la TM y del clima también tienen lugar en los mínimos solares o inmediatamente después de ellos.

Si los mínimos solares son los momentos en los que se producen los cambios de la TM, una interesante correlación podría explicar la causa del ritmo de oscilación de unos 65 años. La AMO tiene un pico de frecuencia fuerte de 9,1 años que también se encuentra en la PDO (Muller et al. 2013). Esta frecuencia es claramente discernible en un índice AMO promediado de 4,5 años (Fig. 11.10b curva negra). El origen de esta clara variabilidad de frecuencia AMO no ha sido investigado adecuadamente, pero Scafetta (2010) sugiere que tiene un origen de marea lunisolar. La diferencia de frecuencia entre este ciclo de marea de 9,1 años y el ciclo solar de 11 años es tal que cambian de correlacionados a anticorrelacionados (es decir, de interferencia constructiva a destructiva) con una periodicidad que no sólo coincide con la AMO, sino que está exactamente sincronizada con ella (comparar las curvas negras de la Fig. 11.10b y f). Se puede especular que una interferencia constructiva o destructiva entre el efecto de las mareas oceánicas y atmosféricas sobre el componente troposférico de la MT y el efecto del ciclo solar sobre el componente estratosférico de la MT podría resultar en el cambio periódico en la fuerza de la MT que produce los cambios climáticos observados. En apoyo de esta hipótesis se encuentran dos componentes intrínsecas de c. 4,5 y 11 años en el análisis de Fourier de la serie de autocorrelación diaria de la NAO (Álvarez-Ramírez et al. 2011). El componente de 11 años está sincronizado en fase con el ciclo solar excepto durante los mínimos solares, lo que indica que la predictibilidad de la NAO aumenta con la actividad solar, y se volvió fuertemente anticorrelacionada durante el mínimo solar de 1997, cuando tuvo lugar el 97CS. Una oscilación climática de unos 65 años que dependa de la actividad solar explicaría tanto los cambios de intensidad como de periodicidad de los últimos siglos a medida que ha ido cambiando la actividad solar. Su intensidad y periodicidad en el siglo XX es el resultado del MSM y debería cambiar si la actividad solar cambia a lo largo de varias décadas.

Se puede argumentar que cuando una oscilación cuasi periódica del sistema climático muestra poca variación de amplitud de un periodo a otro, con el paso del tiempo los múltiplos de su periodo deberían promediar hasta cero. Del mismo modo, otros factores que se sabe que afectan a la MT, como la QBO y el ENSO, alcanzan un promedio cero en plazos similares o más cortos. Sin embargo, las reconstrucciones de la AMO muestran que sus valores y amplitud han aumentado mucho en los dos últimos ciclos, desde aproximadamente 1850 (Moore et al. 2017). Este cambio en la oscilación de c. 65 años sugiere que la MT es importante en el Calentamiento Global Moderno, ya que coincide con el fuerte deshielo de los glaciares y el aumento del nivel del mar que comenzó alrededor de 1850 y precede al fuerte aumento de las emisiones de CO2 después de 1945 (Boden et al. 2009). Hay un factor externo que afecta a la TA y que no se promedia a cero ni siquiera en plazos muy largos. Se trata de la actividad solar, que se sabe que presenta ciclos centenarios y milenarios (véase el Cap. 8). Desde hace tiempo existe un debate científico sobre si existe un efecto importante de la actividad solar sobre el clima. Los registros de manchas solares muestran que el número medio de manchas solares aumentó un 24% del periodo 1700-1843 al 1844-1996 (Fig. 11.11). La variabilidad solar está claramente implicada en la variabilidad de la TA (véanse las Secciones 10.4 a 10.6). El efecto que la variabilidad solar tiene sobre la TA y el efecto que la TA tiene sobre el desequilibrio energético del planeta (Figs. 11.7g y 11.8) zanja la controversia sobre el efecto de la actividad solar sobre el clima.

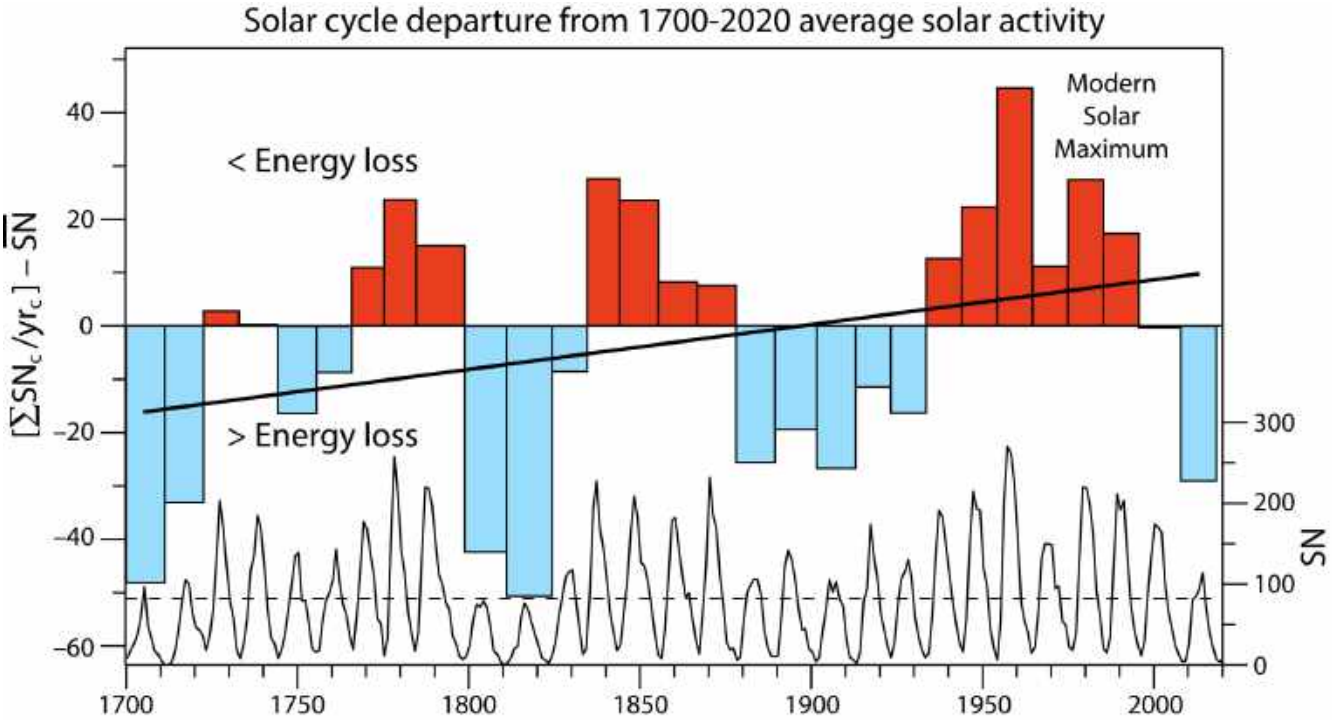


Fig. 11.11 Desviación del ciclo solar respecto a la actividad solar media de 1700-2020
Arriba, la media anual de 320 años del número de manchas solares se resta de la suma del número anual de manchas solares para todos los años de cada ciclo dividido por el número de años del ciclo. La anchura de las barras es proporcional a la duración del ciclo. La línea gruesa es la tendencia lineal. Se indica el Máximo Solar Moderno (1935-2005), durante el cual ningún ciclo solar fue inferior a la media. **Abajo**, media anual del número total de manchas solares. La línea discontinua corresponde a la media de 1700-2020. Datos de WDC-SILSO.

11.6 La búsqueda de una controvertida conexión sol-clima

Las manchas solares, conocidas desde la antigüedad, se observaron por primera vez con un telescopio en 1610. Las estrellas variables se descubrieron en 1638. Sin embargo, no fue hasta 1801 cuando William Herschel fue el primero en publicar una conexión entre las manchas solares, la hipotética naturaleza variable del Sol y el clima: *"Ahora estoy muy inclinado a creer, que las aberturas (manchas solares) con grandes bajos, crestas, nódulos y ondulaciones, en lugar de pequeñas hendiduras, pueden llevarnos a esperar una copiosa emisión de calor, y por lo tanto estaciones suaves."* (Herschel 1801). A continuación, inició 220 años de controversia sobre el papel de la variabilidad solar en el cambio climático cuando en su artículo procedió a relacionar la abundancia relativa de manchas solares con el precio del trigo en Inglaterra, como indicador del clima; un resultado que ahora se ve con escepticismo. En 1843 Heinrich Schwabe publicó su observación de que los cambios en el número de manchas solares seguían por término medio un periodo de 11 años. En las décadas siguientes se publicaron multitud de informes que correlacionaban las manchas solares con todo tipo de variables meteorológicas y climáticas. La escasez de estadísticas y la incoherencia de las correlaciones comunicadas, junto con la falta de mecanismos, llevaron a descartar las hipótesis de la conexión entre el sol y el clima después de la década de 1930.

Durante la primera mitad del siglo XX se creía que la producción solar era constante. Las mediciones instrumentales en la superficie eran demasiado variables e imprecisas para detectar un cambio significativo en la producción solar hasta que comenzaron las mediciones por satélite en la década de 1970. Sin embargo, a partir de los años 50, los físicos solares se convencieron de que el Sol era una estrella variable. Junto con la revisión del registro de manchas solares y la aceptación del registro de radiocarbono como indicador de la actividad solar en el pasado anterior a los registros de manchas solares, la variabilidad solar hizo resurgir las hipótesis de la conexión entre el sol y el clima a mediados de la década de 1970.

Varios autores relacionaron los periodos más fríos de la LIA con los Grandes Mínimos Solares de Maunder y Spörer (Eddy 1976). El resurgimiento de la conexión entre el sol y el clima duró poco, después de que los datos de los satélites mostraran que la Irradiancia Solar Total (IST) sólo variaba un 0,1% a lo largo del ciclo solar, y los efectos climáticos volvieron a resultar elusivos y difíciles de explicar. A mediados de los años ochenta, este campo de investigación volvió a quedar desacreditado, tras la confirmación del calentamiento global y su explicación mediante la hipótesis del CO2 . Los partidarios de la conexión sol-clima tenían problemas para explicar un efecto significativo de un cambio tan pequeño en la TSI sin una gran sensibilidad a los pequeños cambios solares. Además, estos cambios no se correlacionaban bien con la temperatura de la superficie, y parecían ser opuestos entre 1980-2000 (ciclos solares SC21-23), cuando las temperaturas aumentaron y la actividad solar disminuyó. Es un error suponer que los cambios en la TSI son la única forma en que la actividad solar afecta

al clima; y de hecho, la actividad solar durante el periodo 1980-2000 estuvo por encima o en la media de 300 años (Fig. 11.11).

Si algo ha quedado claro en estos últimos 220 años es que la conexión sol-clima, que las pruebas paleoclimáticas apoyan firmemente, no puede ser una simple regresión lineal o se habría descubierto hace mucho tiempo. Y las pruebas insuficientes de una relación compleja no deberían llevar al rechazo o al descarte, sino a una mayor investigación. Friedrich von Hayek, en su conferencia Nobel de 1974 "La pretensión del conocimiento", advertía de que *"puede muy bien existir mejor evidencia 'científica' para una teoría falsa, que será aceptada porque es más 'científica', que para una explicación válida, que será rechazada porque no hay pruebas cuantitativas suficientes para ella".*

El mejor argumento a favor de una conexión sol-clima importante es el que descubrió Roger Bray (1971): la correspondencia entre la actividad solar pasada y el clima pasado en las escalas temporales centenaria y milenaria es demasiado buena para ignorarla. Una correspondencia que se va acumulando a medida que uno estudia Paleoclimatología con una mente abierta, y que ha llevado a autores como Rohling et al. (2002) a decir: *"A la vista de estos hallazgos, pedimos una evaluación multidisciplinar en profundidad del potencial de modulación solar del clima a escalas centenarias."* Magny et al. (2013) afirman: *"A escala centenaria, los sucesivos eventos climáticos que jalonaron todo el Holoceno en el Mediterráneo central coincidieron con eventos de enfriamiento asociados a estallidos deglaciares en la zona del Atlántico Norte y disminuciones de la actividad solar durante el intervalo 11700-7000 cal BP, y a una posible combinación de circulación de tipo NAO y forzamiento solar desde ca. 7000 cal BP en adelante".* Hu et al. (2003) afirman: *"Nuestros resultados implican que pequeñas variaciones en la irradiancia solar indujeron cambios cíclicos pronunciados en ambientes septentrionales de alta latitud. También proporcionan pruebas de que los cambios a escala centenaria en el clima del Holoceno fueron similares entre las regiones subpolares del Atlántico Norte y el Pacífico Norte, posiblemente debido a los vínculos Sol-océano-clima."* Sólo esos tres artículos cuentan con 50 autores que figuran entre los más respetados de la paleoclimatología. La conexión sol-clima es un entendimiento común entre muchos paleoclimatólogos, sólo que no se discute y a menudo se ignora fuera del subcampo para evitar apoyar una hipótesis que compite con la dominante. Los modelos climáticos de circulación general simplemente no tienen espacio para una conexión sol-clima (véase la Fig. 9.12c).

Después de los primeros informes sobre la relación entre el ciclo solar y el QBO (Berson y Kulkarni, 1968), fue una lástima que, justo cuando la hipótesis del calentamiento global y el CO2 se hizo políticamente prominente, Karin Labitzke (1987) descubriera la primera prueba sólida de la conexión entre el sol y el clima. Rompió una nuez de 186 años de antigüedad. En palabras de Richard Kerr (1987), redactor jefe de la revista Science: *"De repente se le ocurrió trazar en un gráfico la temperatura invernal a unos 23 kilómetros sobre el Polo Norte durante los vientos ecuatoriales del oeste frente al número de manchas solares. Tal vez, razonó, la actividad solar sólo podría hacerse sentir bajo un conjunto de condiciones... Cuando Labitzke trazó sólo las temperaturas del polo de la fase oeste de la QBO, se hizo evidente una fuerte correlación. Cuantas más manchas solares, más cálida era la temperatura invernal, debido a la ruptura de los vórtices y a la consiguiente intrusión de aire más cálido."* En 1974, Colin Hines había propuesto un mecanismo solar-climático que actuaría en las latitudes medias y altas en invierno, basado en la absorción o reflexión anómala de las ondas planetarias. El descubrimiento de Karin Labitzke de que la FV está bajo control solar en función de la QBO, el ENSO y las condiciones de los aerosoles volcánicos, proporcionó el efecto troposférico que requería el mecanismo de Hines. El artículo de Labitzke de 1987 ha sido citado en numerosas ocasiones, pero falleció en 2015 sin recibir el reconocimiento que merecía por demostrar la primera conexión sólida sol-clima tras 186 años de continuos intentos. Tuvo la mala suerte de que en la hipótesis dominante no tiene cabida su hallazgo. Treinta años más de datos han confirmado el hallazgo de Labitzke (véase la Fig. 10.13).

El cambio en la TSI del mínimo al máximo del ciclo solar (c. 0,17 W m^{-2}de media global; Gray et al. 2010) es demasiado pequeño para explicar siquiera el calentamiento de la superficie de c. 0,14° C observado para el ciclo solar, y algunas respuestas regionales están claramente por encima de lo que cabría esperar basándose únicamente en los cambios energéticos, por lo que se acepta generalmente que debe existir algún mecanismo de amplificación, y dos de ellos han sido confirmados por las observaciones y hasta cierto punto reproducidos en los modelos. El más directo implica la amplificación de la señal del ciclo solar tras calentar la superficie y, por ello, se ha denominado mecanismo "ascendente" (Fig. 11.12a). Actuaría en la región tropical reforzando las circulaciones Hadley y Walker a través de una mayor evaporación, transporte de humedad hacia la Zona de Convergencia Intertropical y precipitación allí, reduciendo la nubosidad tropical y actuando como una retroalimentación positiva produciendo más afloramiento de agua fría en el Pacífico oriental en un patrón similar a La Niña, reduciendo aún más la nubosidad y permitiendo un calentamiento más fuerte de la superficie (Meehl et al. 2009).

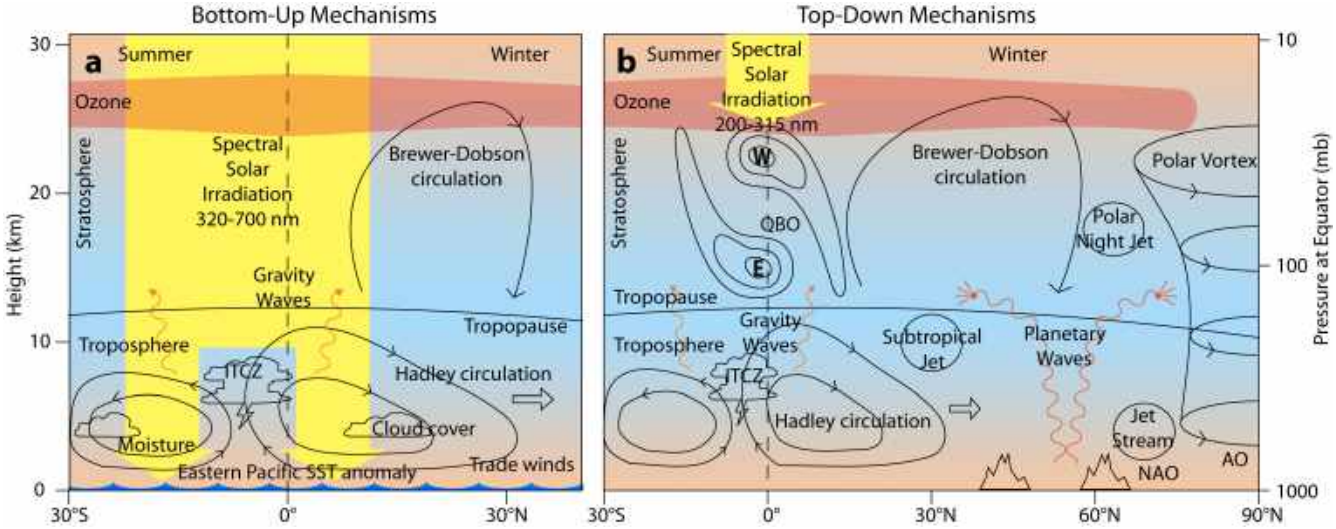


Fig. 11.12 Resumen de los mecanismos de amplificación propuestos para los efectos de la variabilidad solar sobre el clima a) Mecanismos ascendentes. Sólo está representado el Pacífico tropical durante el invierno boreal. En las zonas subtropicales menos nubosas, los picos de actividad solar aumentan la evaporación. La humedad aumentada es transportada por los vientos alisios hacia las zonas de convergencia aumentando las precipitaciones y reforzando las circulaciones de Walker (no se muestra) y Hadley. La intensificación de los vientos alisios aumenta el afloramiento del océano ecuatorial reduciendo la TSM ecuatorial e impulsando una reducción de la nubosidad, a través del aumento de la subsidencia, que actúa como una retroalimentación positiva similar a las condiciones de La Niña, permitiendo que más radiación solar llegue a la superficie. La circulación de Hadley se expande hacia los polos aumentando la superficie de los trópicos. Tras el pico solar, la superficie ecuatorial oriental pasa a tener TSM más elevadas un par de años después. El efecto es mayor durante el invierno boreal. **b) Mecanismos descendentes**. Se representan el NH y el SH tropical durante el invierno boreal. La irradiancia solar UV, variable con el ciclo solar, es responsable de la capa de ozono y de sus gradientes de temperatura. Diferentes tipos de ondas tropicales (naranja) originadas por convección, son responsables de la creación y mantenimiento de la oscilación cuasi-bienal (QBO), que junto con la circulación Brewer-Dobson es responsable del transporte de ozono hacia el polo. La posición de la corriente en chorro subtropical está determinada por la circulación de Hadley, mientras que la fuerza y la posición de la corriente en chorro y del chorro polar nocturno dependen de la fuerza del vórtice polar. En función de las condiciones estratosféricas, las ondas de Rossby a escala planetaria (en rojo) pueden desviarse durante el invierno, provocando un calentamiento estratosférico y un debilitamiento del vórtice polar. El vórtice polar determina el estado invernal de la Oscilación Ártica (OA), que influye fuertemente en la Oscilación del Atlántico Norte (OAN). El nivel de actividad solar, a través de su efecto sobre las condiciones estratosféricas, influye en el tiempo invernal del hemisferio norte mucho más de lo que sugiere su pequeño cambio de irradiancia. La ITCZ, Zona de Convergencia Intertropical, es el ecuador climático.

Un mecanismo más indirecto actúa a través de la producción diferencial de ozono estratosférico en los trópicos (c. 3%), y el calentamiento del ozono por la mayor variación de la radiación UV (c. 7%) durante el ciclo solar y ha sido denominado mecanismo "top down" (Haigh 1996; Fig.11.12b). La señal comienza como un gran cambio de temperatura en la estratosfera tropical (c. 1,5 K) que da lugar a vientos zonales anómalos en los subtrópicos para mantener el equilibrio térmico del viento. Esto afecta a la propagación de las ondas planetarias en invierno y, a continuación, la señal sigue dos rutas. La ruta polar afecta a la fuerza de la FV, propagándose hacia la troposfera y la superficie al inducir anomalías de la NAO. La ruta tropical afectaría a la fuerza de la rama ascendente de la BDC, que determina la temperatura de la tropopausa tropical a través del enfriamiento adiabático del aire ascendente (Gray et al. 2010). Se han propuesto múltiples mecanismos que acoplan los cambios estratosféricos a los troposféricos, afectando en muchos casos a la fuerza de la circulación de Walker y Hadley.

Aunque los mecanismos "bottom-up" y "top-down" juntos podrían ser responsables de los cambios climáticos observados asociados al ciclo solar de 11 años, el resultado es un forzamiento demasiado pequeño para producir grandes cambios climáticos a menos que se mantenga durante mucho tiempo o que haya otros mecanismos no contabilizados adecuadamente que puedan alterar el flujo de energía en el ToA.

11.7 La hipótesis del guardián invernal

De los efectos solares sobre el clima revisados en las secciones 5.11, 6.9 y 8.7 pueden deducirse dos asimetrías cruciales, una de la actividad solar y otra de su efecto sobre el clima. La primera es que la variabilidad solar es asimétrica. Los ciclos solares fuertemente activos siguen teniendo años de baja actividad, mientras que los ciclos débilmente activos carecen de años de alta actividad. Durante los periodos multidecenales de actividad solar persistentemente elevada, como el MSM de 70 años de duración (1935-2004), la elevada actividad solar se ve interrumpida cada 5,5 años por un mínimo solar. Aunque los mínimos de Schwabe durante un máximo prolongado son más cortos y tienen más actividad que los mínimos fuera de él, siguen limitando lo elevada que puede ser la actividad solar por encima de la media a largo plazo. Por el contrario, la caída de la

actividad solar durante un gran mínimo solar es mayor, ya que el ciclo de Schwabe de 11 años se vuelve indetectable y no hay máximos solares de 11- años en las manchas solares. Según Eddy (1976), durante el Mínimo de Maunder podía pasar una década entre dos observaciones de manchas solares, lo que indica que la actividad solar es baja durante toda la SGM, y los picos de actividad son a veces insuficientes para producir manchas solares apreciables. Lo opuesto al Mínimo de Maunder de 70 años (1645-1715) es la SGM de 70 años (1935-2004), pero debido a la asimetría solar la primera se reconoce fácilmente como una SGM, mientras que la segunda suscita controversia. Esta asimetría se entiende intuitivamente cuando nos damos cuenta de que hemos identificado y nombrado múltiples SGM del pasado, pero ni un solo gran máximo, e incluso el MSM observado es objeto de controversia (Muscheler et al. 2005). Si definimos los grandes máximos solares como una desviación simétrica de la actividad solar media a largo plazo hacia el extremo opuesto de una SGM, no existen. La media mensual de manchas solares para el periodo 1749-2021 es de 81,6 manchas solares al mes (datos de manchas solares de WDC-SILSO). Durante el MSM la media fue de 108,5, sólo un 33% de aumento. Durante el Mínimo de Maunder la disminución debió ser cercana al 100%. La asimetría de la variabilidad solar implica que la actividad puede disminuir con respecto a la media mucho más de lo que puede aumentar. Esto tiene repercusiones muy importantes para el efecto solar sobre el clima y explica por qué el registro paleoclimático registra fácilmente el efecto climático abrupto de una actividad solar baja prolongada (véase la sección 4.8 y la tabla 4.1), mientras que el efecto climático de una actividad solar alta prolongada no es tan evidente. Además, tal y como se revisa en la sección 8.7, las pruebas sugieren que la reducción de la actividad solar inducida por un mínimo en uno de los ciclos solares no puede ser compensada por un máximo en otros ciclos. Los cambios cíclicos de actividad solar serían entonces sustractivos entre ciclos y no aditivos, introduciendo una asimetría adicional de bajo sesgo en la variabilidad de la actividad solar a lo largo del tiempo.

La segunda asimetría se refiere al efecto climático de una actividad solar persistentemente alterada. El IPCC sólo reconoce el efecto de los cambios lineales en la TSI. Como los cambios en la TSI son muy pequeños (0,1% a lo largo del ciclo solar), y su promedio es casi cero a medio plazo, el IPCC (véase la Fig. 9.12) y los modelos climáticos no ven un papel significativo del forzamiento solar en el cambio climático. Sin embargo, como hemos visto en el Cap. 10, existe un efecto no lineal de la actividad solar que actúa durante las estaciones frías modificando la velocidad de rotación de la Tierra. Estos cambios reflejan diferencias en la activación de la circulación atmosférica meridional responsable de la cantidad de calor transportada a los polos durante la estación fría, cuando los gradientes latitudinales de insolación y temperatura son más pronunciados. Este efecto específico de la estación fría, ligado a la fuerza del FV, se observa en los reanálisis climáticos y en las observaciones que indican que afecta a los fenómenos atmosféricos y oceánicos, incluidos la AO y la NAO, la frecuencia de los fenómenos de bloqueo, la fuerza del viento zonal, la fuerza del giro subpolar y la trayectoria de las tormentas invernales del Atlántico Norte. A diferencia del efecto de los cambios en la TSI que es global y dura todo el año, este efecto no lineal específico de la estación fría debe dar lugar a cambios importantes en la cantidad de calor dirigida al polo oscuro. Este calor está destinado principalmente a salir del planeta, ya que el hielo tiene grandes propiedades de aislamiento térmico (los iglús se basan en ese principio). La mayor parte del calor dirigido al polo en invierno se irradia en forma de OLR en la larga noche polar de cielos despejados, independientemente de la cantidad de CO_2 en la atmósfera. De hecho, un aumento de CO_2 podría favorecer la pérdida de energía en el polo invernal debido a un mayor enfriamiento radiativo de las moléculas de CO_2 más calientes que las de la superficie en condiciones de inversión de temperatura (van Wijngaarden & Happer 2020). El retraso y el aumento de la altura efectiva de radiación debidos al efecto invernadero (GHE) importan poco en la noche polar, ya que la capacidad de retención de calor se ve muy reducida por la fuerte disminución de la nubosidad que acompaña al invierno polar (Eastman & Warren 2010), y la baja humedad absoluta de la atmósfera polar invernal.

El efecto asimétrico invernal de la actividad solar sobre el clima establece la variabilidad solar como el guardián más importante a largo plazo de la gran cantidad de calor que abandona el planeta en los polos cada estación fría, el principal sumidero de calor del planeta (véase la Secc. 10.3; Fig. 10.4). Este papel se denomina aquí "la hipótesis del guardián invernal" (WGK-h), y podría dominar sobre los cambios del GHE, que producen un forzamiento relativamente pequeño en todo el planeta, si la energía implicada es suficientemente grande durante largos periodos de actividad solar persistentemente alterada, como la LIA y el MSM.

El WGK-h (Fig. 11.13) establece que el nivel de actividad solar es uno de los varios factores que determinan la fuerza de los vientos zonales y, por tanto, las propiedades de propagación de la atmósfera invernal a las ondas planetarias. La propagación de las ondas hacia el polo y hacia arriba controla la fuerza de la FV, que es el principal modulador del calor y la humedad MT hacia el polo invernal. Los inviernos de alta (baja) actividad solar promueven una circulación zonal más fuerte (más débil) que reduce (aumenta) la MT, lo que conduce a un invierno ártico más frío (más cálido), un invierno de latitudes medias más cálido (más frío), una banda tropical más cálida (más fría) debido a la reducción (aumento) del afloramiento de la BDC, y una pérdida de energía menor (mayor) en el polo invernal. La diferencia en la pérdida de energía en el polo invernal es lo suficientemente grande como para afectar en gran medida al clima del planeta cuando la actividad solar es consistentemente alta o baja durante varios ciclos solares consecutivos (es decir, décadas).

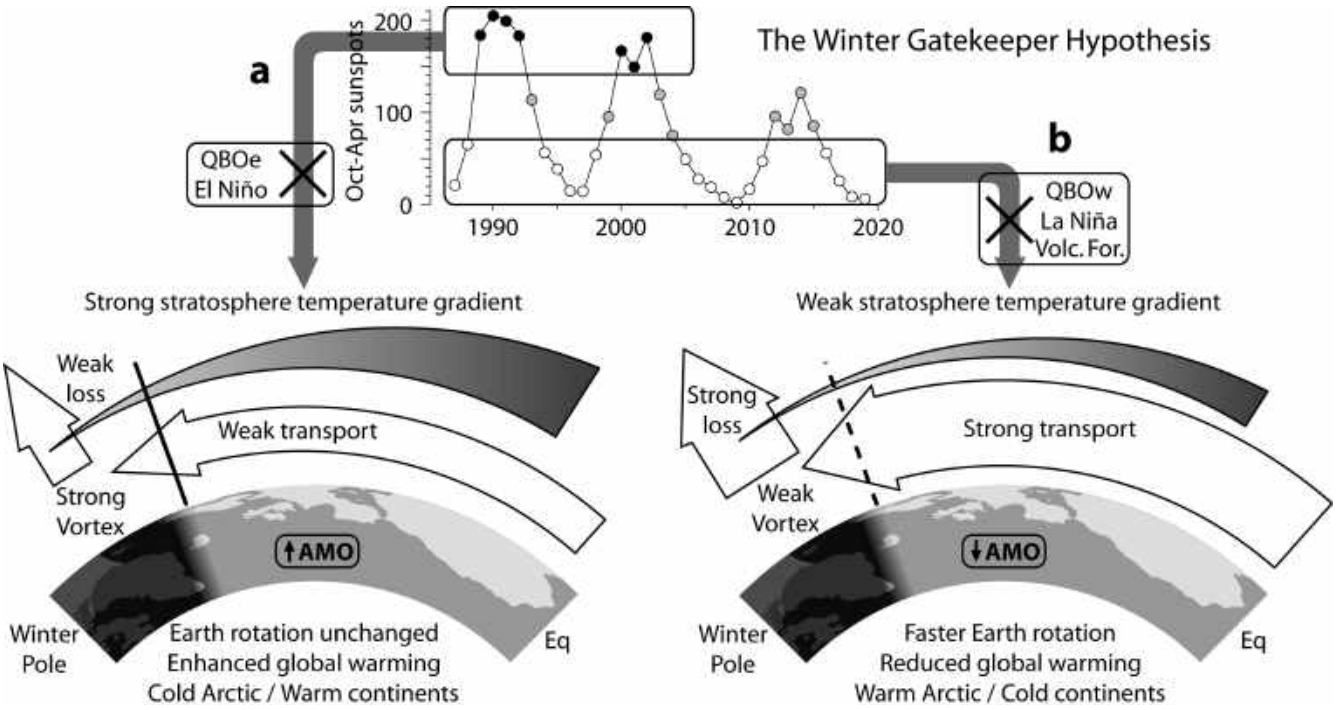


Fig. 11.13 La hipótesis del guardián invernal del efecto de la variabilidad solar sobre el clima
a) Los inviernos de alta actividad solar promueven un fuerte gradiente de temperatura latitudinal en la estratosfera a través del aumento del ozono y de su calentamiento por una mayor radiación UV. El efecto sobre el viento zonal del balance térmico del viento altera la propagación de las ondas planetarias dando lugar a un fuerte vórtice polar que reduce el transporte meridional y la pérdida de calor en el polo invernal. El efecto sobre el gradiente de temperatura de la estratosfera de una actividad solar elevada se ve contrarrestado por la QBO oriental y las condiciones de El Niño, mientras que el transporte meridional troposférico se ve fuertemente afectado por la oscilación de c. 65 años, aquí representada sobre el Atlántico por la AMO, que denota un transporte más débil cuando está cambiando a valores más altos (acumulación de calor en el Atlántico Norte). El efecto climático es un mayor calentamiento global y un patrón invernal Ártico frío/Continentes cálidos. **b)** Los inviernos de baja actividad solar promueven un débil gradiente de temperatura latitudinal en la estratosfera debido a una menor radiación UV, lo que conduce a un vórtice polar débil que aumenta el transporte meridional y la pérdida de calor en el polo invernal. El efecto sobre el gradiente de temperatura de la estratosfera de la baja actividad solar se ve contrarrestado por la QBO del oeste, las condiciones de La Niña y el forzamiento por aerosoles volcánicos. El transporte meridional troposférico es fuerte cuando la oscilación de c. 65 años está en fase descendente y la AMO está cambiando a valores más bajos (reducción del calor en el Atlántico Norte). Un aumento del transporte se manifiesta en una rotación más rápida de la Tierra, ya que los vientos zonales disminuyen, y menos momento angular reside en la atmósfera. El efecto climático es un menor calentamiento global y un patrón invernal Ártico cálido/continentes fríos.

El efecto anual de la actividad solar sobre la MT invernal es variable, ya que el ENSO, la QBO, los aerosoles volcánicos estratosféricos y otras condiciones climáticas también afectan a la fuerza de los vientos zonales, por lo que el resultado climático en un año determinado puede ser opuesto al esperado a partir de la actividad solar por sí sola. Como la MT depende del transporte atmosférico y oceánico, responde no sólo a la señal estratosférica que implica la actividad solar, sino también a una troposférica que implica el océano (Fig. 11.13). Esta doble variabilidad conduce a la inconsistencia de los efectos solares que han plagado los estudios solares-climáticos. La señal solar forma parte de un sistema complejo que determina la fuerza de la MT invernal, pero su larga tasa de renovación (decadal a multidecadal) tiene a veces un fuerte efecto acumulativo.

El GTK-h implica que el efecto solar sobre el clima tiene un profundo sesgo hacia el enfriamiento, como revelan los estudios paleoclimáticos. Durante los periodos multidecenales de alta actividad solar, como el MSM, a lo largo de un ciclo solar unos pocos años de alta actividad solar van seguidos de unos pocos años de baja actividad solar, mientras que durante los periodos multidecenales de baja actividad solar, como el Mínimo de Maunder, todos los años muestran una baja actividad solar. Aunque algunos inviernos, el ENOS, la QBO y las erupciones volcánicas podrían inducir el efecto contrario a la actividad solar, su acción es temporal u oscilatoria y tiende a cero con el tiempo. La actividad solar, sin embargo, podría reducirse durante varios ciclos solares consecutivos (Fig. 11.11), y la pérdida de energía resultante por parte del planeta durante la mayoría de los inviernos durante varias décadas es acumulativa, provocando un enfriamiento global. Desde el SC16 durante la década de 1920 no hemos visto un periodo prolongado de baja actividad solar hasta el 97CS. Es muy probable que la elevada actividad solar durante la CSM haya favorecido la conservación de energía por parte del planeta contribuyendo al calentamiento global. Desde 1997, la menor actividad solar ha promovido una mayor pérdida de energía en el polo invernal, contribuyendo a un paréntesis en el calentamiento global conocido como la pausa. Si es correcta, es probable que la pausa continúe hasta que la actividad solar vuelva a ser elevada.

Ya se conocen los mecanismos del efecto solar sobre el clima. Calentamiento diferencial del ozono por UV, creando un gradiente de temperatura en la estratosfera que afecta a la fuerza del viento zonal, y a través de ondas planetarias la FV, propagándose a la troposfera a través del balance térmico del viento y el acoplamiento estratosfera-troposfera (Lean 2017). Sin embargo, el GTK-h propone que el efecto climático a largo plazo de la variabilidad solar está mediado a través de su efecto sobre la MT de calor hacia el polo invernal, y que los efectos climáticos globales más fuertes se deben a la pérdida de energía aumentada acumulativamente en el polo invernal durante períodos prolongados de baja actividad solar. El principal papel de la variabilidad solar en el clima es actuar como guardián invernal, fomentando la conservación de energía durante los años de alta actividad solar y permitiendo una mayor pérdida de energía durante los años de baja actividad solar. Los determinantes geográficos establecen que el papel de guardián de la energía solar es más variante y puede tener un efecto mayor en la trayectoria de las tormentas invernales del Atlántico Norte que en el casquete polar Sur.

El WGK-h explica el fuerte efecto paleoclimático de los periodos de baja actividad solar prolongada, como la LIA, y su alternancia con periodos más cálidos como el MWP o Calentamiento Global Moderno según un ciclo solar de c. 1000 años revelado por proxies solares y climáticos (Marchitto et al. 2010; ver Fig. 8.3), conocido como el Ciclo Eddy. También explica por qué la región del Atlántico Norte se comporta como un punto caliente de variabilidad climática. Muchos rasgos paleoclimáticos como los eventos Bond, los eventos Dansgaard-Oeschger, los eventos Heinrich, el MWP o la LIA se manifiestan principalmente y de forma más prominente en la región del Atlántico Norte, que constituye un corredor preferente para la MT. Muchos autores han relacionado varias de estas características, como los fenómenos de Bond (Bond et al. 2001), el MWP y la LIA, con cambios simultáneos a largo plazo en la actividad solar. Los cambios en la MT constituyen quizás el principal factor de cambio climático en las frecuencias sub-Milankovitch, y la actividad solar es uno de sus principales determinantes de variabilidad, pero no el único.

El WGK-h explica el patrón WACC vinculado a la actividad solar (Kobashi et al. 2015), cuando el Ártico se calienta y los continentes septentrionales se enfrían durante el invierno debido a cambios en la TA. Explica por qué el hielo marino del Ártico sufrió una gran reducción en el 97CS y no durante las décadas anteriores de calentamiento global. También explica la amplificación del Ártico desde 2000 como un fenómeno de la estación fría, con poca amplificación estival como manifestación de la baja actividad solar. El hiato en el calentamiento global es una reducción en la derivada temporal de la temperatura media global en superficie o la derivada temporal del OHC (Dewitte et al. 2019). El WGK-h explica cómo la reducción de la actividad solar contribuyó al 97CS que causó el hiato. Y si el hiato en el calentamiento global puede atribuirse, al menos en parte, a la reducción de la actividad solar, según el WGK-h, entonces el calentamiento del siglo XX también debe tener un alto componente de actividad solar durante el MSM. Las contribuciones relativas al calentamiento moderno de la actividad solar y de los factores antropogénicos podrían ser difíciles de separar, pero si la alta TA es capaz de detener o reducir en gran medida la tasa de calentamiento durante la Pausa, a pesar de un aumento constante del forzamiento de los GEI, es razonable suponer que ambos podrían haber contribuido de manera similar al calentamiento anterior.

El WGK-h explica por qué el componente semestral de los cambios en la velocidad de rotación de la Tierra, manifestado como cambios enΔ LOD, responde a cambios en la actividad solar (Le Mouël et al. 2010). También explica por qué la tendencia multidecenal en los cambios deΔ LOD se correlaciona con los cambios climáticos (Lambeck & Cazenave 1976; Mazzarella 2013). El WGK-h también explica la modulación solar del ENOS (véase la sección 10.4). Como la baja actividad solar promueve un MT más fuerte, induce condiciones de La Niña en el Pacífico ecuatorial, probablemente en respuesta a un mayor afloramiento de BDC a través del acoplamiento estratosfera-troposfera tropical. Este es el efecto opuesto a las erupciones volcánicas tropicales que producen un MT más débil y un PV más fuerte, induciendo condiciones de El Niño en el Pacífico ecuatorial probablemente a través de una reducción del afloramiento tropical por el mecanismo opuesto.

Las pruebas que apoyan el GTK-h son profusas. Las pruebas paleoclimáticas apoyan un vínculo entre la baja actividad solar prolongada y el enfriamiento planetario (véanse los capítulos 5 y 8), en particular o de forma más destacada en la región del Atlántico Norte (Bond et al. 2001; Jiang et al. 2015). La baja actividad solar también está vinculada a un patrón WACC indicativo de un MT más activo durante el invierno boreal (Kobashi et al. 2015; Porter et al. 2019). La vinculación entre el transporte de calor hacia el polo y el transporte de momento por la atmósfera se manifiesta como cambios en la circulación zonal del viento que afectan a la velocidad de rotación del planeta y se miden mediante Δ LOD. Dado que la componente semestral enΔ LOD varía en función de la actividad solar (Le Mouël et al. 2010; Barlyaeva et al. 2014), la MT hacia el polo invernal debe responder también a la actividad solar. Como requiere la hipótesis, la amplitud de la onda planetaria estratosférica está modulada por la actividad solar (Powell & Xu 2011), con una actividad solar baja que resulta en un aumento de la amplitud de la onda planetaria que debería promover una BDC más fuerte y una PV más débil.

La oscilación bienal (BO) del PV (Fig. 11.14a) resulta de la modulación del ciclo solar de la bimodalidad en la QBO y su interacción con la fuerte variación polar anual (Baldwin & Dunkerton 1998; Salby & Callaghan 2006; Christiansen 2010). Esta oscilación hace que el FV pase de una configuración fuerte un año a una configuración débil al siguiente. En el cambio climático de 1976-77, la bimodalidad en la QBO y la BO se debilitó dando lugar a una fase de vórtice predominantemente fuerte (Fig. 11.14a; Christiansen 2010). En el 97CS la bimodalidad en el QBO y el BO cambió de nuevo a una fase de vórtice más fuerte-bimodalidad más débil. Estos cambios coinciden con una fase de 1977-97 en la que el efecto de la QBO sobre la fuerza del PV por el mecanismo de Holton-Tan se debilitó considerablemente (Lu et al. 2008). La QBO a 50 hPa, y los vientos extratropicales a 54° N y 10 hPa rompieron su correlación volviéndose más predominantemente occidentales (positivos) como

muestra su valor acumulativo (Fig. 11.14b; Lu et al. 2008), desacoplando efectivamente la QBO y el PV para el periodo 1977-97. El PV más fuerte que coincidió con la alta actividad de SC21 y 22 resultó en la ligera tendencia de enfriamiento en la temperatura invernal del Ártico (Fig. 11.14c, área gris), mientras que el PV más débil que coincidió con la actividad media de SC20 y 23 resultó en tendencias de calentamiento en el Ártico invernal (Fig. 11.14c, áreas blancas). La relación entre la fuerza del FV y la temperatura superficial del Ártico invernal es muy clara.

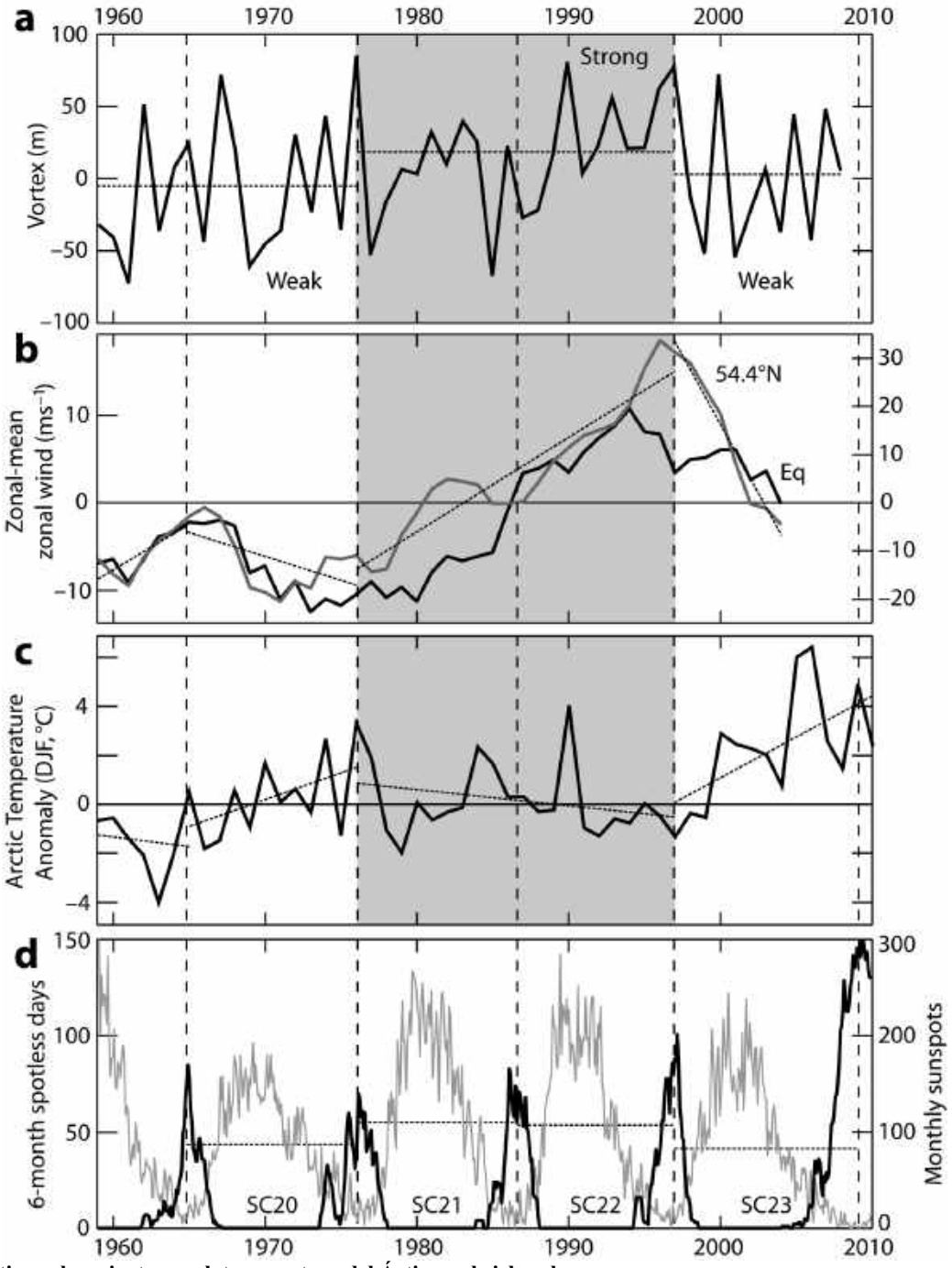


Fig. 11.14 Vórtice polar, viento zonal, temperatura del Ártico y el ciclo solar
a) Vórtice medio de octubre-marzo a 20 hPa, como componente principal principal de la función ortogonal empírica de la altura geopotencial media al norte de 20° N, a partir del conjunto de datos del reanálisis NCEP/NCAR. Los valores más altos denotan un vórtice fuerte para ese invierno. Hacia 1976 se produjo un cambio de régimen, pasando de un vórtice débil con bimodalidad a un vórtice más fuerte con unimodalidad. El cambio opuesto se produjo hacia 1997. Las líneas de puntos son los valores medios de los periodos separados por 1976 y 1997. Según Christiansen 2010. **b)** Línea negra, acumulado del promedio de 3 años del viento zonal medio de noviembre a marzo en el ecuador a 50 hPa (escala derecha). Línea gris, acumulado de la media de 3 años del viento zonal medio de noviembre-marzo en 54.4° N a 10 hPa (escala izquierda). Líneas discontinuas, tendencias lineales de los datos acumulados de 54,4° N para los periodos

1959-65, 1965-76, 1976-97 y 1997-2004. Datos de Lu et al. 2008. **c)** Anomalía de la temperatura media invernal (diciembre-febrero) calculada a partir del modelo atmosférico operativo del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo para la región de +80° N. Líneas discontinuas, tendencias lineales como en b) excepto el último periodo que termina en 2010. Datos del Instituto Meteorológico Danés. **d)** Línea negra, días sin manchas solares en una ventana de 6 meses. Línea gris, manchas solares mensuales. Las líneas de puntos horizontales son el número medio mensual de manchas solares para cada ciclo solar (SC). Las líneas discontinuas verticales marcan los mínimos solares. Datos de WDC-SILSO.

Tal y como exige el GTK-h, los patrones estacionales de la anomalía de temperatura 80-90 °N muestran cambios muy importantes a lo largo del tiempo (Fig. 11.7i). La anomalía de temperatura del Ártico en verano e invierno no mostró ninguna desviación significativa a largo plazo de la media durante el periodo 1970-99, indicando una sorprendente falta de efecto del calentamiento global experimentado por la mayor parte del planeta en ese momento, y en marcado contraste con la amplificación polar predicha por la teoría. A partir de 1997, la anomalía de la temperatura estival del Ártico muestra un pequeño descenso de aproximadamente medio grado (Fig. 11.7i), mientras que la anomalía de la temperatura invernal del Ártico experimenta un enorme aumento que alcanza los +8 ° C de media durante el invierno 2017-18 (Fig. 11.15). El calor responsable de este aumento de la temperatura invernal es transportado al Ártico desde latitudes más bajas (véase la sección 10.3). Resulta paradójico y contrario a la opinión predominante, que el calentamiento del Ártico fuera menos pronunciado durante el rápido periodo de calentamiento global de las décadas de 1980 y 1990 y sea más pronunciado en coincidencia con un periodo de menor calentamiento que se ha denominado pausa o hiato en el calentamiento global. Esta aparente contradicción puede resolverse si la actividad solar regula la cantidad de calor dirigida a los polos durante el invierno. Según este GTK-h, el aumento del transporte invernal de calor hacia los polos responsable del aumento de temperatura en el Ártico en esa estación se debe a la disminución persistente de la actividad solar desde 2004. La correlación negativa entre la actividad solar a largo plazo y la temperatura invernal del Ártico es clara (Fig. 11.15).

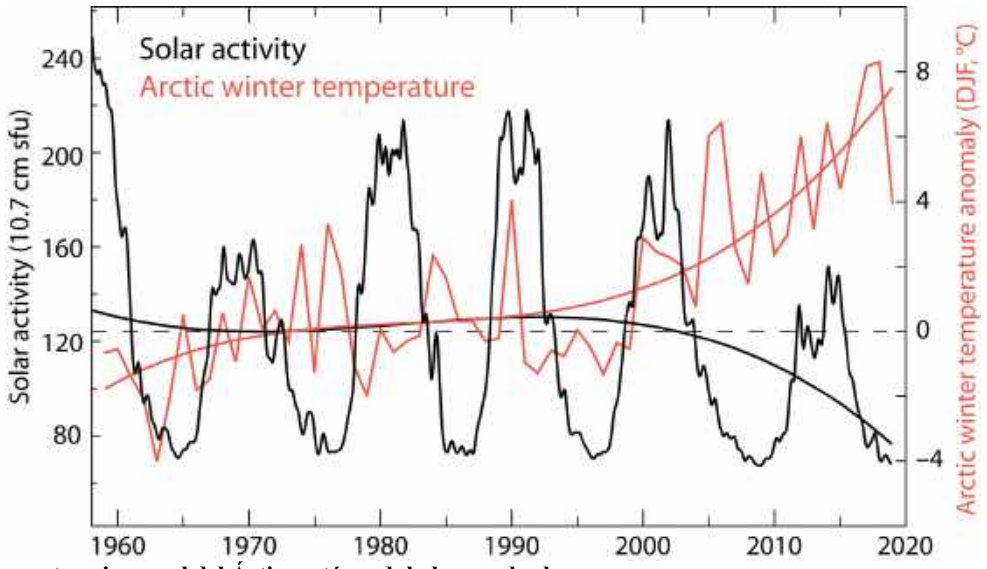


Fig. 11.15 La temperatura invernal del Ártico está modulada por el sol
Curva negra, flujo solar suavizado de 10,7 cm como proxy de la actividad solar. El ajuste polinómico por mínimos cuadrados de tercer orden se ha calculado con todos los datos disponibles desde 1947 para reducir el efecto de borde en los datos graficados. Datos del visor STAFF del Real Observatorio de Bélgica. Curva roja, anomalía de la temperatura media invernal (diciembre-febrero) calculada a partir del modelo atmosférico operativo del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo para la región +80 °N, con un ajuste polinómico por mínimos cuadrados de tercer orden. Datos del Instituto Meteorológico Danés.

Cuando la actividad solar es baja, el efecto de la estratosfera ecuatorial sobre el FV (efecto Holton-Tan) es mayor y el FV se vuelve anómalamente más débil. Así, en el mínimo solar el efecto solar es máximo. Las mayores desviaciones positivas de la tendencia en la temperatura invernal del Ártico suelen tener lugar durante los mínimos solares (Fig. 11.15). Los cambios climáticos de 1976 y 1997 que tuvieron lugar en el mínimo solar constituyen una prueba del WGK-h. El cambio de 1925 también tuvo lugar en el mínimo SC15-16, y el de 1946 en el mínimo SC17-18 (Fig. 11.10c & f; Mantua et al. 1997). El nivel de actividad solar entre mínimos determina el nivel de acoplamiento atmosférico ecuatorial-polar y el clima ártico durante ese ciclo (Fig. 11.14d). Dado que los cambios de régimen en la circulación atmosférica y el clima parecen tener lugar en los mínimos solares, durante los años siguientes la actividad del máximo solar determina si se produce un cambio. Si la actividad es similar a la del ciclo anterior, no se produce ningún cambio, pero si es muy diferente, se confirma el cambio a partir del mínimo solar. Un resultado previsible es una mayor frecuencia de fases climáticas que abarcan dos ciclos solares, como el periodo 1976-1997, lo que explica el hallazgo repetido de una señal solar de 22 años en indicadores climáticos, como el ritmo

de sequía bidecadal en el oeste de EE.UU. (Cook et al. 1997), o la anchura de los anillos de los árboles en el Ártico (Ogurtsov et al. 2020) y el sur de Chile (Rigozo et al. 2007).

Los experimentos de modelos numéricos sobre el impacto de los cambios del viento zonal estratosférico que reproducen las señales solares en las observaciones, cuando se extienden a lo largo de 50 años de chorro polar-noche estratosférico débil o fuerte muestran que el debilitamiento persistente del FV conduce a un enfriamiento superficial muy fuerte sobre las latitudes altas y medias del norte (Kodera et al. 2016). El enfriamiento, coherente con las características de la LIA, es el resultado de procesos dinámicos y de un aumento del albedo y puede explicarse por un cambio en la parte UV del espectro solar, a pesar de que el cambio energético total es muy pequeño.

Kodera y Kuroda (2002) propusieron un fortalecimiento de la rama inferior de la BDC en condiciones de baja actividad solar, que Matthes et al. (2010) reprodujeron en experimentos numéricos. Se ha observado en el reanálisis (Rao et al. 2019), donde la BDC muestra un fortalecimiento significativo en el 97CS. Observacionalmente, el desplazamiento implicó un importante enfriamiento de la tropopausa tropical proporcional a la disminución del vapor de agua estratosférico medido en ese momento (Fig. 11.7c; Randel & Park 2019). El enfriamiento en la tropopausa se debe a un mayor enfriamiento adiabático debido al aumento del afloramiento tropical que provoca una deshidratación más profunda del aire que entra en la estratosfera y una reducción del ozono tropical debido al aumento del transporte (Hood 2003; Gray et al. 2010). Los cambios en el ozono amplifican la señal solar. Sin embargo, el patrón de cambios inducidos por el sol en la capa tropical de la tropopausa es complejo y en el mínimo solar el enfriamiento de la tropopausa tiene lugar sobre el Pacífico oriental/Atlántico, mientras que en el máximo solar se produce un enfriamiento sobre el Océano Índico/Pacífico occidental (Krüger et al. 2008), lo que indica que los cambios en la BDC no son sólo en intensidad, sino también en la localización de los lugares dominantes de afloramiento. Los cambios en los patrones de temperatura superficial inducidos por el sol en estos lugares son opuestos a los cambios de temperatura de la tropopausa, ya que se produce un calentamiento superficial en el Pacífico oriental y un enfriamiento sobre los océanos Índico y Pacífico central durante la baja actividad solar (Kodera et al. 2016). White et al. (2003), demostraron que el presupuesto de almacenamiento de calor diabático tropical del océano superior experimenta anomalías decenales sincronizadas con el ciclo solar, pero son casi un orden de magnitud demasiado fuertes para ser causadas por cambios en la irradiación solar. Las pruebas apoyan la idea de que el aumento de la TA requerido por el GTK-h en épocas de baja actividad solar tiene lugar en parte a través de un fortalecimiento del BDC que aumenta el flujo de energía del océano a la troposfera, y luego a la estratosfera, a través de un aumento del afloramiento atmosférico en ciertas regiones que producen muchos de los efectos asignados a los mecanismos "ascendentes" del efecto solar. La regulación de la BDC por la actividad solar también está fuertemente modulada por la fase QBO (Matthes et al. 2010), ya que depende de la propagación de las ondas planetarias.

Los cambios inducidos por el sol en el Ártico tienen muchas consecuencias. El WGK-h requiere un aumento de la OLR del Ártico en la estación fría cuando disminuye la actividad solar decadal. Este aumento se observó en el 97CS (Fig. 11.8). La energía perdida desde 1997 en los polos debe haber contribuido a la pausa en el calentamiento global. Al mismo tiempo, el fuerte calentamiento invernal en el Ártico tiene poco efecto sobre la criosfera regional, ya que la temperatura invernal del Ártico es de c. 25 ° C por debajo del punto de congelación de media. Mientras tanto, el modesto descenso de la temperatura estival tiene un efecto estabilizador sobre el hielo marino estival, que muestra una pausa en el cambio de extensión desde 2007 (véase la Fig. 13.11). Tenemos el resultado aparentemente paradójico de que el gran aumento de la temperatura media anual del Ártico, que se está publicitando como prueba de una fuerte amplificación del Ártico, coincide con una pausa en el cambio de la extensión del hielo marino estival del Ártico que podría incluso conducir a un modesto aumento del hielo marino estival durante el presente ciclo solar (SC25, 2020-c. 2031). A menos que se analice estacionalmente el aumento de la temperatura del Ártico, es difícil comprender lo que está ocurriendo, pero entonces queda claro que la amplificación del Ártico no es en realidad una amplificación del calentamiento global. El calentamiento invernal del Ártico es un claro indicio de que se está malinterpretando profundamente el efecto climático de la variabilidad solar, y de que la contribución del MSM en la actividad solar al calentamiento global moderno es mucho mayor de lo que se contabiliza en los informes del IPCC y en los modelos climáticos actuales. A este autor no se le escapa que si se aceptara el WGK-h, la urgencia de combatir el cambio climático disminuiría enormemente, algo que es poco probable que ocurra pronto. Una predicción clara de esta hipótesis es que la anomalía de la temperatura invernal del Ártico empezará a disminuir cuando se produzca un nuevo ciclo solar activo. Esto podría ocurrir con el ciclo solar 26, cuya actividad se prevé que aumente hacia 2032 (véase la Fig. 13.6).

11.8 Un esbozo de climatología planetaria

El planeta ha estado en la Edad de Hielo del Cenozoico Tardío durante los últimos 34 Ma porque está sufriendo una hemorragia de calor en el polo invernal desde dos radiadores de enfriamiento gigantescos. A principios del Cenozoico, la pérdida de calor en el polo invernal estaba limitada por una intensa nubosidad, niebla y vapor de agua durante la noche polar. Por razones desconocidas, el clima inició una transición del modo cálido de finales del Triásico-principios del Cenozoico al modo frío de finales del Cenozoico (Frakes et al. 1992), en lo que parece ser un ciclo de c. 150-Myr (ver Fig. 9.4). La reducción del vapor de agua asociada al enfriamiento es lo que impulsó el aumento de la pérdida de calor en el polo invernal. Con el enfriamiento aumentó el LTG, y el MT respondió transportando más calor al polo invernal, intensificando la pérdida de calor

planetario . A través de esta retroalimentación positiva, el planeta se enfrió lentamente desde la superficie hasta el fondo del océano, impulsando una reducción de los niveles de CO2 . Si se trata realmente de un ciclo de 140 Myr, un proceso inverso debería sacar al planeta de la era glacial en los próximos 50 Myr.

La TM es la respuesta a por qué y cómo cambia el clima en todas las escalas temporales. La cantidad de energía que recibe el planeta sólo cambia significativamente debido a la revolución anual, a medida que la Tierra cambia su distancia al sol, y debido a los cambios de excentricidad (ciclo de 95, 125 y 405 kyr). Se especula con la posibilidad de que cambie a escalas temporales más largas a medida que el sistema solar se desplaza alrededor del centro de la galaxia (véase el apartado 9.3.2). En todas las demás escalas temporales entre 1 año y el ciclo de excentricidad la cantidad de energía que recibe el planeta no varía significativamente. La energía recibida en el ToA durante el Último Máximo Glacial, 20 ka, y el Óptimo Climático del Holoceno, 9 ka, fue esencialmente la misma. Sin embargo, se cree que la diferencia de temperatura de la superficie del planeta fue de unos 6° C (Tierney et al. 2020). Ni el albedo ni los cambios en los GEI pueden explicar por qué y cómo el planeta pasó del máximo glacial al óptimo. Ambos estados son bastante estables y no pueden ser muy sensibles a pequeños cambios en el albedo y los GEI, que en ocasiones durante el periodo glaciar de c. 90 años de duración manifestaron variaciones importantes (Ahn & Brook 2014). La explicación reside obviamente en la diferente distribución de la casi constante radiación solar entrante sobre la geometría del planeta que cambia su orientación hacia el sol, lo que se conoce como forzamiento de Milankovitch. La diferencia de energía en el ecuador por cambios en la orientación de la Tierra es pequeña, pero crece con la latitud, por lo que el gradiente de insolación latitudinal es el principal parámetro físico que determina el clima, y lo hace alterando la LTG (Davis & Brewer 2009; ver Fig. 2.17) que, a su vez, afecta fuertemente a la MT. En teoría, la TA no debería afectar al balance energético del planeta, ya que se limita a mover energía dentro del sistema, pero las regiones polares durante la estación fría sufren un tremendo déficit de GEI con respecto a la media global, y la ROL varía con la TA. El forzamiento del LTG por cambios en el gradiente de insolación explica la propagación de las firmas orbitales a través del sistema climático causada por cambios en la MT. Los modelos climáticos tratan el LTG como una característica emergente, sobreestimando el papel de los GEI en el impulso de la amplificación polar (Davis & Brewer 2009), y descuidando el papel de la TA.

Para escalas temporales multidecenales a centenarias, la MT sigue siendo el factor determinante más importante del cambio climático, y mayor que el aumento de los GEI sin condensación. Además de los cambios en los LTG planetarios, la TA responde a los cambios en la fuerza del viento zonal medio. La mayor parte del transporte lo realiza la atmósfera a través de la circulación meridional y a través del FV (Fig. 11.16). Una disminución de la fuerza del viento zonal no sólo resulta en un aumento de la fuerza del viento meridional, sino también en un debilitamiento del PV a través de la propagación de ondas planetarias, aumentando la MT. La fuerza del viento zonal se ve favorecida por una fuerte LTG estratosférica a través del balance térmico del viento, y afectada por los cambios troposféricos en la circulación océano-atmósfera. La relación ganancia/pérdida de energía ToA es mayor en las bandas tropicales y la energía es absorbida por el sistema climático principalmente en dos niveles, la capa de ozono tropical para la parte UV del espectro y la zona fótica oceánica para la parte visible (Fig. 11.16). 3,85 W/m^2de energía UV de 200-300 nm son absorbidos en la estratosfera (Eddy et al. 2003; una cuarta parte de 15,4 $W/m^{2)}$, constituyendo el 5 % de la energía solar absorbida por la atmósfera, y el 1,6 % de la energía solar total absorbida por el sistema climático (Wild et al. 2019). El calor y la humedad tropicales se transportan hacia el polo invernal, donde la relación ganancia/pérdida de energía ToA es más negativa. La cantidad transportada depende de la distribución de energía desde el centro de control del ozono y desde el océano ecuatorial, donde el centro de distribución más prominente es ENSO debido al gran tamaño de la cuenca del Pacífico. En el extremo polar, el transporte depende del FV, cuya intensidad viene determinada por el LTG estratosférico creado en el centro de control del ozono, y por la generación y transmisión de ondas planetarias. Un FV fuerte reduce la intensidad de todo el sistema de transporte hasta su origen en la capa mixta de la superficie del mar tropical, no sólo a través de una reducción del afloramiento de la BDC, sino también del transporte sinóptico de calor por la atmósfera hacia el polo, que da lugar a una acumulación de calor oceánico, induciendo una fase positiva en los modos internos de variabilidad, AMO y PDO. La fuerza del FV también limita la exportación de aire frío desde el Ártico hacia los continentes, alternando entre condiciones invernales WACC y Ártico frío/continentes cálidos. Este contraste de patrones de temperatura es un reflejo de la MT invernal troposférica.

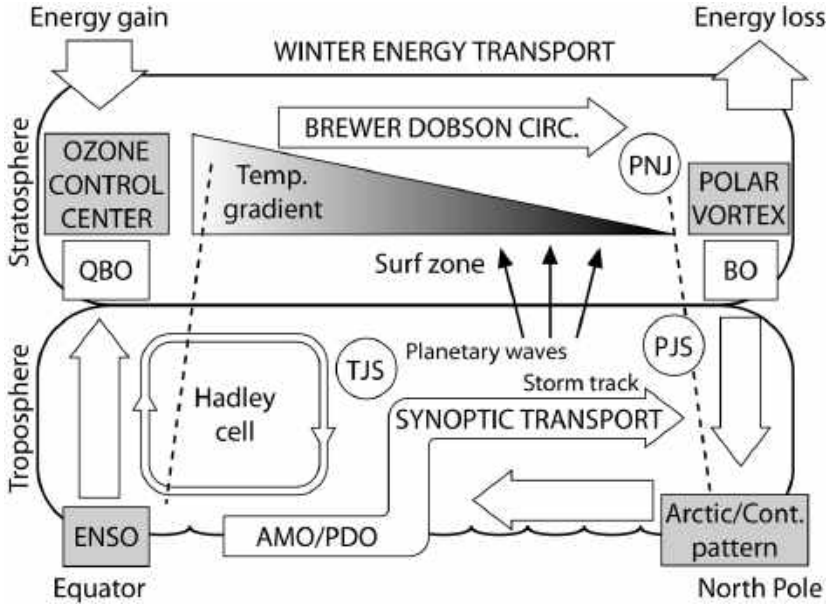


Fig. 11.16 Esquema del transporte meridional invernal

La relación ganancia/pérdida de energía en el ToA determina la máxima fuente de energía en la banda tropical y el máximo sumidero de energía en el Ártico en invierno. La energía solar entrante se distribuye en la estratosfera y en la troposfera/superficie, donde está sometida a una modulación de transporte diferente. La energía (flechas blancas) asciende desde la superficie hasta la estratosfera en el tubo tropical (línea discontinua izquierda) y es transportada hacia el vórtice polar (línea discontinua derecha) por la circulación Brewer-Dobson. El transporte estratosférico está determinado por el calentamiento UV en la capa de ozono tropical, que establece un gradiente de temperatura que afecta a la fuerza del viento zonal a través del balance térmico del viento, y por la QBO. Este doble control determina el comportamiento de las ondas planetarias (flechas negras) y determina si el vórtice polar sufre un acoplamiento bienal con la QBO (BO). En la capa mixta de los océanos tropicales, el ENSO es el principal modulador de la distribución de la energía. Mientras que la célula Hadley participa en el transporte de energía y responde a su intensidad expandiéndose o contrayéndose, la mayor parte del transporte de energía en los trópicos lo realiza el océano. Los cambios en la intensidad del transporte dan lugar a los principales modos de variabilidad, la AMO y la PDO. Fuera de los trópicos, la mayor parte de la energía se transfiere a la troposfera, donde el transporte sinóptico por remolinos a lo largo de las trayectorias de las tormentas es responsable de la mayor parte del transporte a altas latitudes. La fuerza del vórtice polar determina el régimen climático invernal de las altas latitudes. Un vórtice débil favorece un régimen invernal Ártico cálido/continentes fríos, donde entra más energía en el Ártico intercambiada por masas de aire frío que se desplazan hacia el exterior. Las corrientes en chorro (PJS, polar; TJS, tropical; PNJ, polar nocturna) constituyen los límites y limitan el transporte.

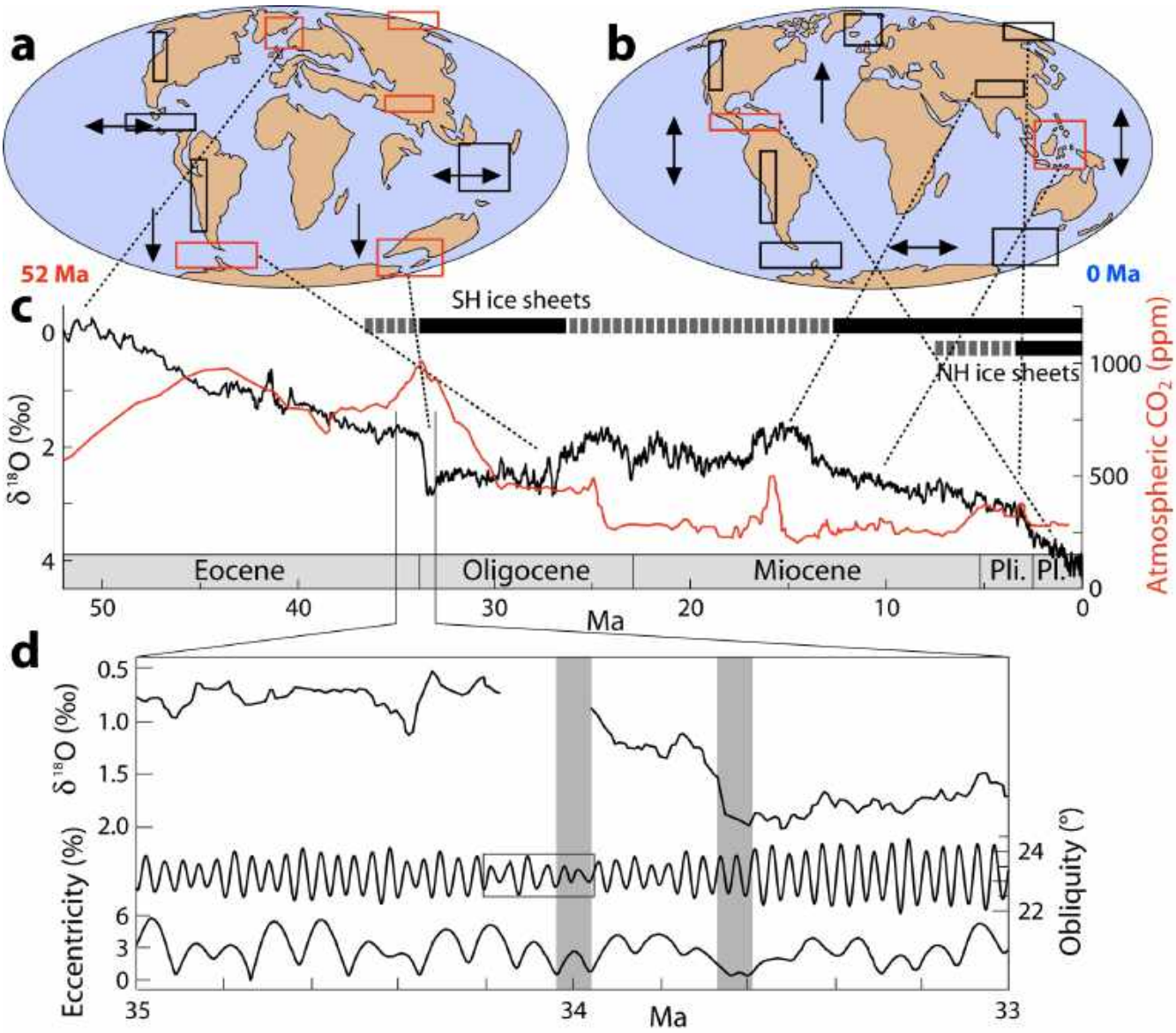


Fig. 11.17 El transporte meridional como principal determinante de la evolución del clima
a) Izquierda, cadenas montañosas y puertas oceánicas que afectan al transporte meridional en el Cenozoico. Los recuadros negros indican rasgos geológicos activos y bien desarrollados que afectan al transporte meridional. Los recuadros rojos indican rasgos en desarrollo. La puerta del Ártico comenzó a abrirse hace unos 55 Ma. La Puerta de Tasmania se abrió entre 36 y 30 Ma, mientras que el Pasaje de Drake lo hizo a los 30 Ma o hacia los 20 Ma. Las flechas verticales indican que se favorece el transporte meridional (enfriamiento global) y las horizontales el transporte zonal (calentamiento global). **Derecha,** el mundo en el Pleistoceno ha desarrollado características geológicas significativas que favorecen el transporte meridional. El Himalaya alcanzó la elevación moderna hacia los 15 Ma. El Paso de Indonesia sigue abierto, pero se produjeron restricciones significativas hacia los 11 Ma. El Estrecho de Bering empezó a existir hace unos 5,3 Ma, mientras que la Puerta de Panamá terminó de cerrarse hacia los 3 Ma. Según Lyle et al. 2008. Los recuadros rojos indican cambios geológicos que afectan al transporte meridional**. b)** Curva negra, datos globales de $\delta^{18}O$ en aguas profundas como proxy de temperatura y hielo continental. La barra superior representa un volumen de hielo >50% del actual, y la barra discontinua ≤50%. Según Zachos et al. 2001. Curva roja, datos medios de CO2 según Beerling & Royer 2011. Véase la Fig. 9.8 para más detalles**. c)** Los cambios de $\delta^{18}O$ de alta resolución en la calcita de foraminíferos bentónicos muestran que la glaciación antártica tuvo lugar más rápido de lo que se pensaba, en dos etapas. A finales del Eoceno, la Antártida ya había desarrollado varias capas de hielo en altura. Se alcanzó un punto de inflexión cuando la baja excentricidad (barra gris) promovió el crecimiento del hielo en un momento en que la baja amplitud de la oblicuidad (recuadro) promovió la supervivencia del hielo en verano, desencadenando la glaciación antártica en sólo 80 kyr. La glaciación se completó 400 kyr más tarde durante otro periodo de baja excentricidad (barra gris). Según Coxall et al. 2005. A principios del Eoceno (52 Ma) la geografía mundial era muy favorable a la circulación zonal. Existía una vía marítima circunglobal bien desarrollada formada por el Mar de Tethys, la Puerta de Panamá y el Paso de Indonesia. Tras el intervalo glaciar del oligoceno medio, hace unos 26 Ma, y hasta el final del óptimo climático del mioceno medio, hace unos 14 Ma (un intervalo de 12 Myr), el planeta entró en un periodo cálido que aparentemente nadie puede explicar. En ese momento los niveles de CO2 se desplomaron, según proxies (Beerling y Royer 2011), de 450 a 200 ppm, y se mantuvieron muy bajos durante todo el periodo, excepto durante la época de los flujos de basalto de inundación del río Columbia. Así pues, durante el periodo cálido comprendido entre el Oligoceno tardío y el Mioceno medio, los

cambios de CO2 no explican los cambios de temperatura. Investigaciones recientes sugieren que la mayor parte de este periodo se caracterizó por una LTG fuertemente reducida (Guitián et al. 2019), indicativa de una MT reducida. El aislamiento climático de la Antártida por la Corriente Circumpolar Antártica y el Modo Anular del Sur debe haber dificultado la MT del calor de los trópicos causando un enfriamiento regional, aunque globalmente el planeta se calentó en respuesta a la reducción de la MT, y la Antártida entró en un período en el que sus capas de hielo crecieron y menguaron siguiendo los cambios orbitales, hasta que la elevación del Himalaya puso al planeta de nuevo en una tendencia de enfriamiento. La geografía mundial actual es muy favorable a la circulación meridional, por lo que la Edad de Hielo del Cenozoico Tardío debería continuar hasta que eso cambie.

Hoy sabemos que lo que impide que el polo invernal sea mucho más frío es el MT. Lo que parece que no sabemos es que la misma MT es responsable de la pérdida de calor que mantiene al planeta en una Edad de Hielo (Fig. 11.17). El MT es el mando de control del clima, y responde principalmente al LTG. La troposfera inferior del planeta tiene una sobreabundancia del GEI vapor de agua, que sólo escasea en la Antártida y el Ártico en invierno. Dos factores limitan la pérdida de calor del planeta por el polo invernal. El hielo marino invernal limita la pérdida de calor por el océano. Menos hielo marino invernal significa más enfriamiento por mayor pérdida de calor, no más calentamiento. El FV limita la pérdida de calor por la atmósfera al mantener un fuerte centro de baja presión sobre el polo invernal con aire muy frío en su interior que limita la pérdida de calor por enfriamiento radiativo. El calentamiento invernal del Ártico por advección de aire cálido y húmedo desde latitudes medias aumenta la pérdida de calor del planeta. El contenido de gases de efecto invernadero en la atmósfera terrestre es más bajo en los polos invernales debido a que el aire frío reduce el contenido de vapor de agua y el flujo de humedad a través del hielo marino. Se puede registrar una humedad absoluta media de hasta 0,2 g/m^3en el mes de enero en la superficie del Ártico, y es de 10 a 1.000 veces inferior a unos pocos kilómetros por encima de la superficie (Tomasi et al. 2020). En condiciones polares nocturnas, el aumento atmosférico ártico del contenido de GEI y de la temperatura debido a la humedad y al transporte de calor desde las latitudes medias sólo puede dar lugar a un aumento de la OLR y de la pérdida de energía del planeta. Aunque las intrusiones de humedad provocan un aumento de la DLR de las nubes y un calentamiento de la superficie, al volver las condiciones de cielos despejados que son frecuentes durante el invierno ártico, la superficie más cálida debería sufrir un aumento del enfriamiento radiativo, seguido de una inversión de temperatura que provoca un enfriamiento radiativo desde más arriba en la troposfera. Desde la perspectiva de todo el sistema climático, la amplificación invernal del Ártico debida al aumento de la TA debe dar lugar a una pérdida neta de energía.

Dado que la amplificación del Ártico durante las últimas dos décadas ha sido principalmente un fenómeno invernal, la evidencia de la pérdida de energía implícita proviene de una tendencia negativa simultánea en el desequilibrio energético de la Tierra y una tendencia decreciente de la derivada temporal del OHC (Fig. 11.7g; Dewitte et al. 2019). La pérdida de energía de la MT aumentada hacia el Ártico en invierno es la explicación más parsimoniosa para la tasa reducida de calentamiento de la superficie conocida como la pausa, o hiato, que tuvo lugar simultáneamente.

La variabilidad de la TA afecta a todo el sistema climático y se ve afectada por la variabilidad climática interna y los cambios de forzamiento externos. La variabilidad solar es sólo uno de los varios moduladores conocidos de la TA (Fig. 11.9). En escalas de tiempo interanuales a decenales, el efecto de la variabilidad solar queda enmascarado por el efecto de la QBO, el ENSO y los efectos a corto plazo de los aerosoles volcánicos. En escalas de tiempo multidecenales, el efecto solar es notable pero se ve confundido por los efectos volcánicos multidecenales y la oscilación de onda de estadio de unos 65 años que, en ocasiones, puede anular temporalmente el efecto solar sobre la MT (Veretenenko & Ogurtsov 2019). Sin embargo, es en escalas de tiempo centenarias a milenarias cuando la variabilidad solar se convierte en el modulador indiscutible de la TA debido a sus largos ciclos (véase el Cap. 8), mientras que en la escala de tiempo multimilenaria el efecto de forzamiento de Milankovitch sobre la TA se vuelve dominante. Las múltiples paradojas relativas al efecto solar sobre el clima pueden resolverse mediante la modulación combinada de la TA. Explica por qué el efecto solar es casi imperceptible a lo largo del ciclo solar de 11 años y, sin embargo, extraordinariamente fuerte en paleoclimatología. Explica cómo un cambio muy pequeño en la TSI y un pequeño cambio en la UV pueden producir un efecto tan enorme como la LIA. Y explica la incoherencia de la influencia solar sobre el clima, que a veces parece producir resultados opuestos cuando otro modulador del TA está anulando el efecto solar.

11.9 Conclusiones

11a. Los volcanes producen un efecto meteorológico a corto plazo a partir de cambios radiativos y de transporte meridional, y un efecto climático a largo plazo a partir de cambios retardados de transporte meridional. El cambio climático tiene un efecto importante sobre la actividad volcánica, que sigue a los cambios en el volumen de hielo asociados al ciclo glaciar, que está impulsado por el forzamiento de Milankovitch.

11b. Se ha observado una oscilación de c. 65 años en múltiples fenómenos relacionados con el clima que puede explicar una parte significativa de la variabilidad climática. Esta onda-estadio de transferencia dinámica de energía dentro del sistema climático es una manifestación de los cambios en el transporte meridional.

11c. El último cambio climático tuvo lugar en 1997-98, debido a cambios en el transporte meridional, y tuvo como consecuencia una mayor pérdida de energía en el Ártico, una reducción del desequilibrio energético de la Tierra y una

amplificación del Ártico. Esto demuestra que la variabilidad del transporte meridional es uno de los principales forzamientos del cambio climático.

11d. El transporte meridional tiene lugar a través de componentes estratosféricos y troposféricos/oceánicos acoplados que sufren una compleja regulación por múltiples factores. Sus cambios se reflejan en múltiples variables climáticas, incluyendo la tasa de calentamiento global.

11e. Debido a la modulación solar del transporte meridional, los mínimos solares son periodos de mayor acoplamiento estratosfera tropical-polar, y cuando son más probables los cambios coordinados en el transporte meridional que producen cambios climáticos.

11f. La hipótesis del "guardián invernal" propone que la actividad solar es el principal regulador a largo plazo de la cantidad de calor transportado al polo en invierno, que posteriormente se emite al espacio.

11g. La hipótesis del "guardián invernal" explica el fuerte efecto paleoclimático de los periodos de baja actividad solar prolongada, como la Pequeña Edad de Hielo, la variabilidad climática del punto caliente de la región del Atlántico Norte, el patrón Ártico cálido/continentes fríos vinculado a la baja actividad solar, la amplificación del invierno ártico, el efecto de la actividad solar sobre la rotación de la Tierra y la modulación ENSO solar.

11h. El calentamiento global moderno es en parte consecuencia de la alta actividad solar, y la pausa en el calentamiento global es en parte consecuencia de la baja actividad solar, y es probable que continúe hasta que la actividad solar vuelva a ser alta.

11i. El transporte meridional es la respuesta a por qué y cómo cambia el clima en todas las escalas temporales.

12. EL CALENTAMIENTO GLOBAL MODERNO

"... ¿hay alguna razón, realmente, para pensar que nuestra ciencia moderna no pueda sufrir errores garrafales similares? De hecho, cuanto más exitoso es el hecho, más preocupante puede ser. Los hechos realmente exitosos tienen tendencia a volverse inexpugnables a la revisión."
Stuart Firestein (2012)

12.1 Introducción

El Calentamiento Global Moderno (CGM) es el cambio climático que ha tenido lugar desde el periodo más frío de la Pequeña Edad de Hielo (LIA) hasta la actualidad. Abarca aproximadamente 300 años. Se caracteriza por una preponderancia de los periodos de calentamiento sobre los de enfriamiento, lo que provoca el calentamiento del planeta, la expansión de las zonas tropicales, la contracción de la criosfera, la subida del nivel del mar (SLR) y un cambio en los patrones climáticos y de precipitaciones dominantes. El nadir de la LIA parece haber sido el periodo tardío del Mínimo de Maunder, entre 1660 y 1715 (Luterbacher et al. 2001; Fig. 12.1). Posteriormente, la mayor parte del siglo XVIII fue más cálida, pero fue seguida por una intensa recaída fría en 1790-1820, antes de que la LIA terminara finalmente alrededor de 1840. La LIA es lo más cerca que ha estado el planeta en 12.000 años de volver a las condiciones glaciares. En todo el mundo, la mayoría de los glaciares alcanzaron su máxima extensión del Holoceno en la LIA (Solomina et al. 2015; véase la Fig. 4.12). Pero durante los últimos 300 años, el MGW ha interrumpido la tendencia de enfriamiento neoglaciar de los últimos cinco milenios. En los últimos 70 años de MGW (25%) se han producido emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) de origen humano considerables y en aumento. Preocupa mucho que ésta y otras acciones humanas (deforestación, ganadería y cambios en el uso del suelo) puedan tener un impacto importante sobre el clima, precipitando una crisis climática. Para algunos autores la crisis climática ya está teniendo lugar (Pierrehumbert 2019).

En los capítulos anteriores hemos repasado cómo ha ido cambiando el clima en los últimos 800.000 años, y con mayor detalle en los últimos 12.000 años. El cambio climático es la norma, y el clima nunca ha sido estable durante mucho tiempo. Es en este contexto de cambios climáticos pasados donde debe evaluarse la VMM.

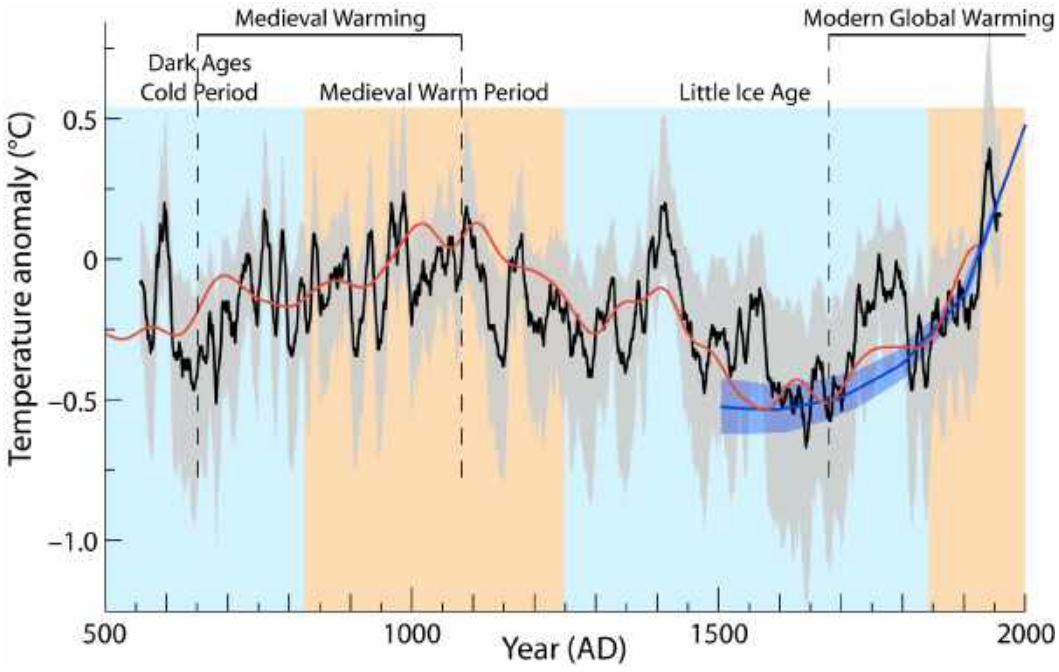


Fig. 12.1 Variabilidad climática en los últimos 1.500 años
Curva negra, reconstrucción indirecta de la temperatura media decenal anual 30-90° N sobre la tierra durante el periodo 558-1960, en relación con la media de 1880-1960. Los rangos sombreados en gris indican los límites de incertidumbre del 95% de las estimaciones de temperatura decenal. Según Hegerl et al. (2007). Curva roja, componente de baja frecuencia AD 500-1925 de una reconstrucción multiproxy AD 1-1979 de la temperatura de la superficie del hemisferio norte, trazada en relación con su media de 1880-1960. Según Moberg et al. (2005). Curva azul, reconstrucción de la temperatura de la superficie del Hemisferio Norte entre 1500 y 2000 d.C. a partir de sondeos, también representada en relación con su media de 1880-1960. Según Pollack & Smerdon (2004). Los principales periodos climáticos se indican con el color de fondo. Los periodos de calentamiento multicentenarios se indican con líneas continuas horizontales y líneas discontinuas verticales.

12.2 El Calentamiento Global Moderno es coherente con los ciclos climáticos del Holoceno

A menudo se dice que el MGW es inusual porque contrarresta una tendencia de enfriamiento neoglaciar que se ha mantenido durante varios milenios. Sin embargo, se trata de una observación superficial. Dentro de la tendencia al enfriamiento neoglaciar se han producido varios periodos de calentamiento multicentenarios. Un periodo de calentamiento tuvo lugar entre 1250-850 años BP (700-1100 d.C.), que condujo al Periodo Cálido Medieval (MWP; Hegerl et al. 2007; Fig. 12.1), y otro entre 2800-2500 años BP (850-550 a.C.), que condujo al Periodo Cálido Romano (RWP; Drake 2012).

Los modelos actuales proponen que el mundo se estaría enfriando si no fuera por la influencia humana en el clima (Meehl et al. 2004; Fig. 12.2). Sin embargo, la propuesta de que el mundo debería estar enfriándose en ausencia de un efecto antropogénico, contradice nuestro conocimiento de los ciclos climáticos del Holoceno. Uno de los principales es el ciclo Eddy, de unos 1.000 años de duración, que aparece en los registros climáticos y de actividad solar del Holoceno temprano y tardío (véase el capítulo 8). La periodicidad y fase de este ciclo se mantiene desde el Holoceno Temprano hasta el Holoceno Tardío, y se refleja en los eventos Bond de aumento de la actividad de los icebergs en el Atlántico Norte (ver Fig. 8.2). El inicio del Calentamiento Medieval hacia 700 d.C. y el inicio del POM hacia 1700 d.C. están separados por 1000 años. El pico del MWP en el año 1100 d.C. y el valle de la LIA en el año 1600 d.C. están separados por 500 años (Fig. 12.1). Según este ciclo, el periodo 1600-2100 d.C. debería ser un periodo de calentamiento neto, al que seguiría un periodo de enfriamiento, 2100-2600 d.C., si el ciclo mantiene su ritmo (Fig. 12.3).

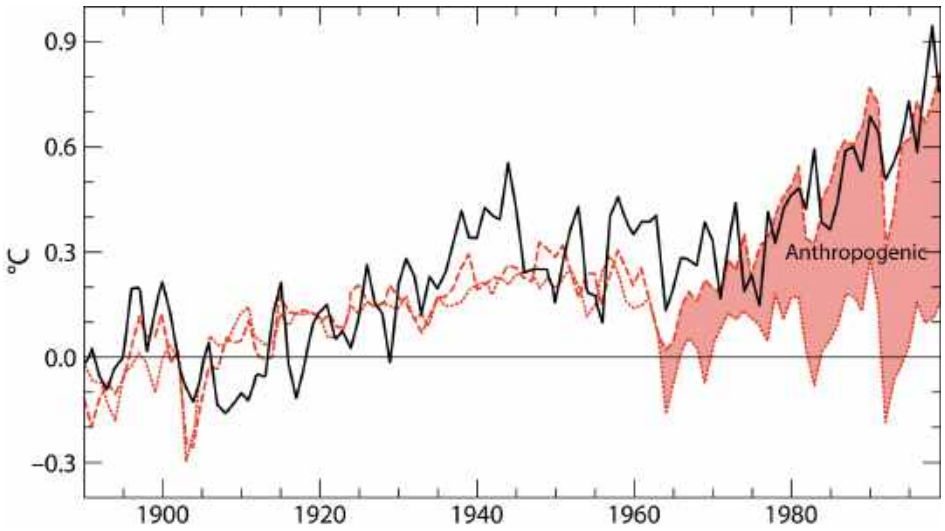


Fig. 12.2 Los modelos simulan un enfriamiento global sin forzamiento antropogénico
Línea roja discontinua, media del conjunto de cuatro miembros para las anomalías de la temperatura del aire en superficie promediadas globalmente (° C) para todos los forzamientos (volcán + solar + GEI + sulfato + ozono); la línea roja discontinua es la media del conjunto para la respuesta de la temperatura promediada globalmente sólo a los forzamientos naturales (volcán + solar). Modelo climático paralelo del Departamento de Energía, según Meehl et al. (2004). El área sombreada en rojo representa el efecto antropogénico , que según el estudio sólo es significativo después de 1960. La línea continua negra son las observaciones según Folland et al. (2001).

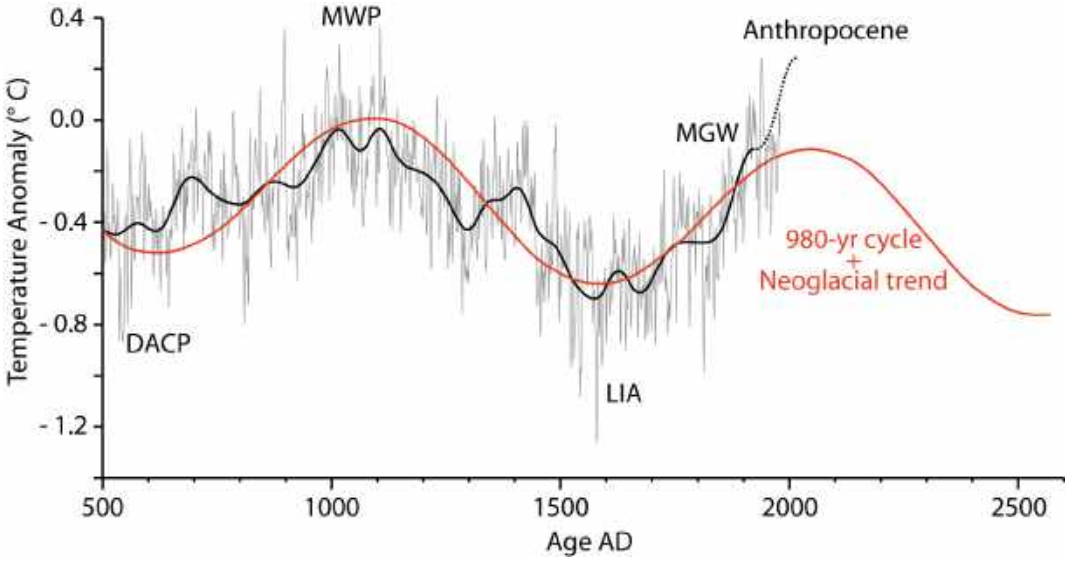


Fig. 12.3 Períodos de calentamiento y enfriamiento de los últimos 1500 años, ajustados al comportamiento cíclico climático conocido

Moberg et al. (2005), reconstrucción de la anomalía de la temperatura del hemisferio norte para el periodo 500-1978 d.C. (curva fina gris), y su componente de baja frecuencia (curva negra). El ciclo Eddy de 980 años se muestra mediante la sinusoidal roja, con una tendencia Neoglacial decreciente de -0,2° C/millennium. Como la reconstrucción de Moberg termina en 1978, la línea de puntos representa el calentamiento de 1975-2000, de magnitud similar al de 1910-1945. DACP, Periodo Frío de la Edad Oscura. PMM, Periodo Cálido Medieval. LIA, Pequeña Edad de Hielo. MGW, Calentamiento Global Moderno. El máximo calentamiento natural se espera para 2050-2100 d.C.

No cabe duda de que existe una importante contribución antropogénica al MGW, pero está claro que el calentamiento en esta época no es inusual y, de hecho, es más o menos lo que cabría esperar. La conclusión más lógica es que el calentamiento natural está contribuyendo al calentamiento observado. Si los modelos no son capaces de simular este calentamiento natural, de origen cíclico milenario, entonces los modelos deben estar equivocados, y nuestro conocimiento del cambio climático es insuficiente.

12.3 El calentamiento global moderno está dentro de la variabilidad del Holoceno

¿Hasta qué punto es inusual el calentamiento observado durante el MGW? Se trata de una pregunta muy difícil de responder. La temperatura es una propiedad intrínseca intensiva que cambia a lo largo de un día en cualquier punto de la superficie del planeta en una dirección y a un ritmo impredecibles. Si existe una temperatura media global, no tenemos forma de medirla. Sin embargo, hemos ideado métodos para medir la temperatura (o la radiación) en distintos puntos de la superficie (con enormes zonas sin muestrear) o en la atmósfera. Un tratamiento matemático coherente de estos datos da un valor coherente que denominamos temperatura media, aunque no se trata de una temperatura, sino de una conversión de medidas intensivas intrínsecas en un valor extensivo extrínseco utilizando múltiples hipótesis.

Sin embargo, el concepto de temperatura media global es útil, ya que el valor calculado muestra mucho menos cambio a lo largo del tiempo que los valores medidos, y denominamos a ese cambio "anomalía", lo que implica erróneamente que debería ser constante a lo largo del tiempo. El cambio de la anomalía global a lo largo de los años muestra una correlación con fenómenos físicos y biológicos reales, como la duración de la estación de crecimiento, la extensión de la criosfera y la SLR, entre otros, y por eso es útil. Sin embargo, hay que evitar dos peligros al tratar la anomalía de la temperatura global. El primero es utilizar las mismas unidades para la temperatura que para la anomalía de temperatura. Los grados de la anomalía de la temperatura son diferentes de los grados de la temperatura, ya que la conexión con los grados físicos se pierde en la conversión de intrínsecos a extrínsecos. Muchos autores no son conscientes de este problema e intentan comparar temperaturas locales derivadas de proxies con una anomalía global calculada a partir de mediciones instrumentales. Además, la precisión dada en una anomalía de temperatura no es una precisión en la medición, sino una precisión en el cálculo. Esto también es importante, ya que la incertidumbre real no puede calcularse, debido a las múltiples suposiciones del proceso que no se evalúan adecuadamente. Otro peligro es que al calcular la media de los cambios de temperatura se ignoran las diferencias de entalpía (cambios en la energía interna debidos a cambios en el contenido de calor). Debido a su baja humedad, especialmente en invierno, pueden producirse grandes cambios en la temperatura del aire ártico con pequeños cambios en el contenido calórico. El peso que deben tener las temperaturas del aire del Ártico en una media global es una cuestión sin resolver que está sesgando las anomalías instrumentales de temperatura, en relación con los proxies de temperatura.

Así que, volviendo al problema, ahora estamos calculando una temperatura global con el método que hemos elegido, pero sin forma de relacionarla con nada similar del pasado. Incluso nuestra anomalía calculada se convierte en pura ficción (si no lo era ya) cuando nos adentramos en el siglo XIX. La forma de estimar el cambio climático del pasado es a través de indicadores indirectos. La relación entre los indicadores y la temperatura es compleja. Algunas responden a cambios de temperatura en verano, mientras que otras lo hacen en invierno o primavera. Otros factores, como la tasa de deposición, la tasa de afloramiento, las precipitaciones, la nubosidad, la frecuencia de las tormentas o el viento, pueden afectar a una variable sustitutiva sin que exista una posibilidad clara de corrección, ya que el investigador puede no ser consciente del sesgo. La resolución de los proxies no puede igualar la resolución de nuestras mediciones. El Niño de 2014-16, que aumentó nuestra anomalía global anual en 0,4° C durante un breve período, no sería resuelto por la mayoría de los proxies. Y los proxies son siempre de naturaleza local. Por eso la mayoría de los científicos serios se abstienen de intentar calcular las medias de temperatura global del pasado a partir de colecciones de proxies, y evitan relacionarlas con las anomalías de temperatura instrumentales modernas. Son dos cosas muy distintas.

Un medio independiente de evaluar lo inusual que es el MGW dentro del Holoceno es a través de la biología. Los árboles crecen en las laderas de las montañas hasta una cierta altitud -el límite arbóreo- por encima de la cual son incapaces de sobrevivir. La temperatura es el principal factor de control de la formación y el mantenimiento del límite arbóreo (Körner 2007) y, en consecuencia, en el último siglo éste ha ido subiendo en el 52% de los lugares estudiados, mientras que sólo ha retrocedido en el 1% (Harsch et al. 2009). Los avances se han producido principalmente en el NH extratropical, donde se ha experimentado un mayor calentamiento, y particularmente en lugares donde el calentamiento invernal ha sido más intenso. Este aspecto también es importante ya que indica que la supervivencia invernal de los árboles podría ser un factor limitante para la altitud del límite arbóreo, y no sólo la temperatura media de la estación de crecimiento.

Hay muchos estudios en todo el NH que muestran que el límite arbóreo era mucho más alto que el actual durante el HCO. En los Alpes italianos era 400 m más alto que hoy entre 8,4 y 4 ka (Badino et al. 2018), y 150-200 m más alto entre 9 y 2,5 ka en los Alpes centrales suizos (Tinner & Theurillat 2003; Fig. 12.4). En los Pirineos era 400 m más alto que el actual límite arbóreo (Cunill et al. 2012). En las Scandes suecas 600-700 m más alto entre 9,5-6,5 ka (Kullman 2017). En la Columbia Británica fue 235 m más alto entre 10,6 y 7,5 ka (Pisaric et al. 2003). En la Isla Sur de Nueva Zelanda, donde las temperaturas medias anuales eran al menos 1,5° C más cálidas que las actuales a principios del Holoceno, las líneas arbóreas eran sin embargo más bajas, lo que sugiere veranos más cortos y frescos (McGlone et al. 2011).

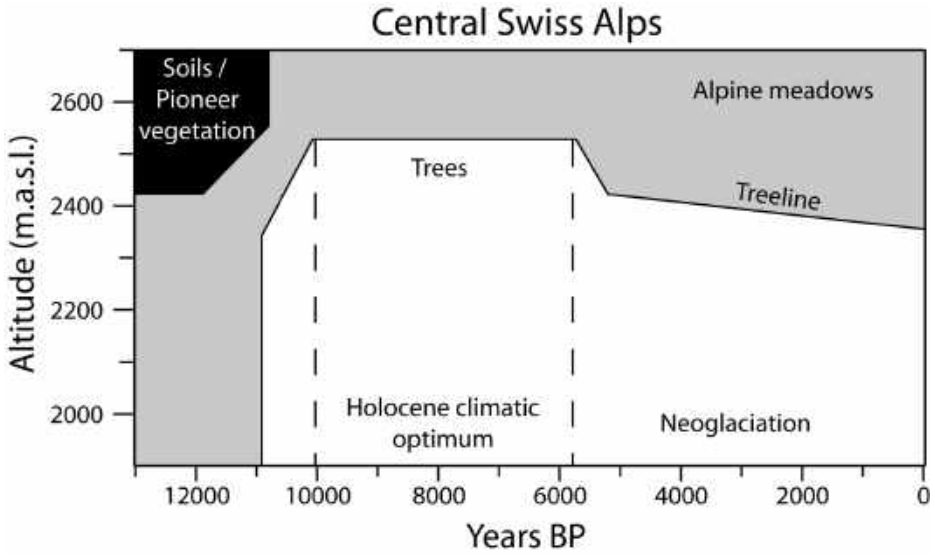


Fig. 12.4 Cambios en el límite arbóreo del Holoceno en los Alpes
Fluctuaciones del límite arbóreo en los Alpes centrales suizos durante el Holoceno. Los límites de las zonas vegetacionales se sitúan entre los yacimientos según la presencia del respectivo tipo de vegetación inferida por el análisis de macrofósiles. Altitud en metros sobre el nivel del mar. Según Tinner & Theurillat 2003. El límite arbóreo actual de los Alpes centrales suizos se sitúa entre 150 y 200 m por debajo del límite arbóreo del Óptimo Climático Holoceno.

Randin et al. (2013) demostraron que la mitad de las 18 especies de árboles caducifolios que estudiaron en Europa llenaban su nicho térmico tanto a gran latitud como a gran altitud, mientras que 7 alcanzaban su límite térmico latitudinal, pero no su límite elevacional, donde la competencia por el espacio es más fuerte. Hay que tener en cuenta que los elevados niveles actuales de CO2 podrían dar a los árboles actuales una ventaja sobre los árboles del Holoceno temprano, y que la tierra del NH es la región que ha experimentado el mayor calentamiento climático reciente. La diferencia en la altitud del límite arbóreo entre la actualidad y el Holoceno temprano implica que el MGW no es lo suficientemente inusual como para habernos devuelto a las condiciones óptimas climáticas del Holoceno. Por lo tanto, el calentamiento global actual está dentro de la

variabilidad del Holoceno. Reasoner y Tinner (2009) cuantifican la diferencia de temperatura estival en los Alpes entre la actualidad y el Óptimo del Holoceno como: *"Asumiendo tasas de lapso constantes de 0,7° C / 100 m, es posible estimar el rango de oscilaciones de temperatura del Holoceno en los Alpes en 0,8-1,2° C entre 10.500 y 4.000 cal. yBP, cuando las temperaturas medias (de verano) eran aproximadamente 0,8-1,2° C más altas que las actuales".*

La criosfera confirma que las condiciones actuales están dentro de la variabilidad del Holoceno, ya que globalmente los glaciares alcanzaron su menor extensión en épocas entre 10.000 y 5.000 años atrás, cuando muchos glaciares que ahora existen estaban ausentes (Solomina et al. 2015). El hielo marino del Ártico también se redujo mucho durante el Óptimo Climático del Holoceno en comparación con la actualidad, y tal vez estuvo libre de hielo (menos de 1 millón de km^2) durante los veranos en algunos periodos (Jakobsson et al. 2010; Stein et al. 2017).

El MGW no es inusual para los estándares del Holoceno en su amplitud, duración y momento. No podemos descartar que la magnitud del calentamiento, si bien no es inusual para el Holoceno, sí lo es para la Neoglaciación que, después de todo, se caracteriza por una tendencia descendente multimilenaria de la temperatura. Si ese es el caso, sin embargo, es muy difícil de demostrar debido a los problemas mencionados de comparar temperaturas presentes y pasadas. Pruebas circunstanciales apoyan que el RWP fue más cálido que el presente (Holzhauser et al. 2005), pero el RWP fue extraordinariamente largo, un milenio, por lo que algunos de sus efectos podrían deberse al largo tiempo transcurrido en un estado cálido no necesariamente más cálido que el presente.

12.4 El calentamiento global moderno coincide con un aumento de la actividad solar

Las manchas solares y los isótopos cosmogénicos indican que la actividad solar ha ido en aumento durante los últimos 300 años. El número medio de manchas solares (datos anuales, WDC-SILSO) durante el periodo 1700-2021 es de 79 manchas solares. Hay tres periodos de más de dos ciclos solares (≥ 30 años) que en promedio tienen significativamente más de 79 manchas solares, y constituyen periodos de mayor actividad solar. El primero fue el periodo de 1765-1795, formado por los ciclos solares 2-4. El segundo fue más largo, 1835-1875, formado por los ciclos solares 8-11. Y el más largo ha sido el periodo 1935-2004, definido por los ciclos solares 17-23, que se ha denominado Máximo Solar Moderno (MSM; Solanki et al. 2004; véase también la Fig. 11.11). Los tres coinciden con periodos de aumento de las temperaturas según los proxies (Mohberg et al. 2005; Hegerl et al. 2007) y, más recientemente, los instrumentos. Y están separadas por periodos de baja actividad solar conocidos como mínimos extendidos, constituyendo los mínimos de Maunder, Dalton y Gleissberg, que coinciden con periodos de descenso de la temperatura (Fig. 12.5).

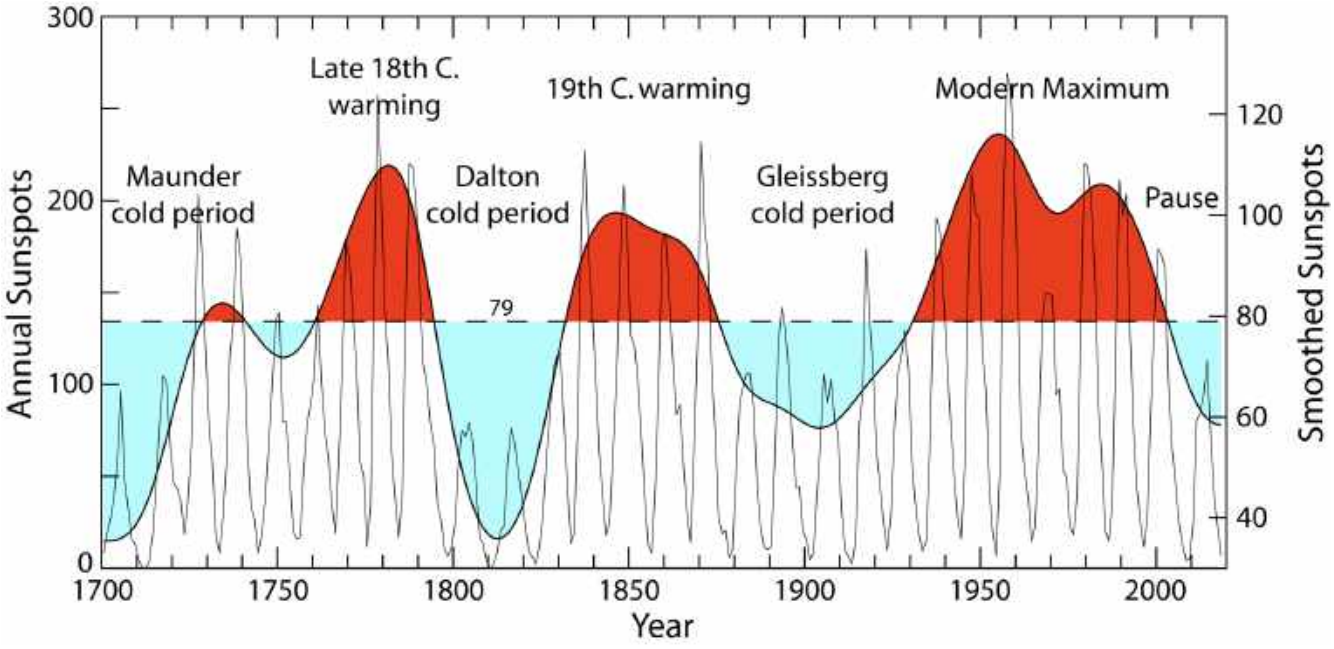


Fig. 12.5 Actividad solar desde 1700

Línea fina, escala izquierda, manchas solares anuales (WDC-SILSO). Línea gruesa, escala derecha, suavizado gaussiano del registro anual de manchas solares que resalta los cambios multiciclo en la actividad solar. Línea discontinua, escala derecha, número medio de manchas solares anuales para el periodo 1700-2018. Las zonas rojas definen los periodos de actividad solar superior a la media. Las zonas azules definen los periodos de actividad solar prolongada por debajo de la media.

No existe una correlación lineal entre la actividad solar y la temperatura, sin embargo, los periodos de varios ciclos solares que se desvían significativamente de la media tienden a coincidir con periodos de calentamiento y enfriamiento. de Larminat (2016) ha demostrado que utilizando la identificación de sistemas dinámicos el MWP y la LIA se explican mejor por una sensibilidad climática al forzamiento solar mucho mayor que la propuesta por el IPCC. La conclusión obvia es que el MSM ha tenido una mayor contribución al MGW que la actualmente aceptada por el IPCC.

El MSM no destaca por su nivel de actividad solar, ya que en todos los siglos para los que existen registros de manchas solares se han producido ciclos solares de actividad similar. Lo que es inusual en el MSM es su duración. Dura siete ciclos solares y siete décadas en las que la actividad solar fue significativamente superior a la media. Incluso el ciclo solar 20 fue ligeramente superior a la media. Sabiendo por los registros cosmogénicos que la actividad solar fue muy baja durante la LIA, un período igualmente largo de alta actividad solar no debió tener lugar durante al menos 600 años. La extraordinaria coincidencia de un periodo de calentamiento de frecuencia milenaria con un periodo de alta actividad solar de frecuencia milenaria debería suscitar todo tipo de preguntas. En cambio, el IPCC no asigna ningún papel a la variabilidad solar en el MGW (véase la Fig. 9.12).

12.5 El Calentamiento Global Moderno muestra una respuesta inusual de la criosfera

Si el MGW no es inusual según los estándares del Holoceno, es importante preguntarse sobre la respuesta climática al aumento de los niveles atmosféricos de CO_2 . ¿Hay algo inusual en el MGW? La respuesta es claramente afirmativa. La criosfera (con la excepción de la Antártida) está mostrando una respuesta muy inusual al MGW. Durante las dos últimas décadas, los glaciólogos han reconocido que los cambios globales de los glaciares en los últimos 170 años no son cíclicos y superan con creces el rango de las variaciones periódicas de los glaciares conocidas hasta ahora (Solomina et al. 2008; Fig. 12.6). Koch et al. (2014), atestiguan que el alcance y la magnitud globales del retroceso de los glaciares probablemente superan la variabilidad natural del sistema climático y no pueden explicarse únicamente por el forzamiento natural. Goehring et al. (2012) afirman que después de 5 kyr BP, el glaciar del Ródano era mayor que en la actualidad, por lo que su extensión actual probablemente represente la menor desde el Holoceno medio. Solomina et al. (2008) defienden que el volumen de los glaciares alpinos es ahora menor que durante al menos los últimos 5000 años. Y Bakke et al. (2008; Fig. 12.6d) han medido un retroceso de los glaciares marítimos a lo largo de Escandinavia occidental durante el último siglo que no tiene precedentes en todo el periodo Neoglaciar que abarca los últimos 5200 años. Solomina et al. (2016) resumen la situación mundial de los glaciares: *"El actual retroceso generalizado de los glaciares a nivel mundial es inusual en el contexto de los últimos dos milenios y, de hecho, para todo el Holoceno. El retroceso glaciar contemporáneo rompe una tendencia a largo plazo de aumento de la actividad glaciar que dominó los últimos milenios. La tendencia al retroceso de los glaciares es mundial y su ritmo ha aumentado en las últimas décadas. El retroceso glaciar generalizado observado en los últimos 100-150 años requiere un forzamiento adicional fuera del ámbito de los cambios naturales para su explicación."*

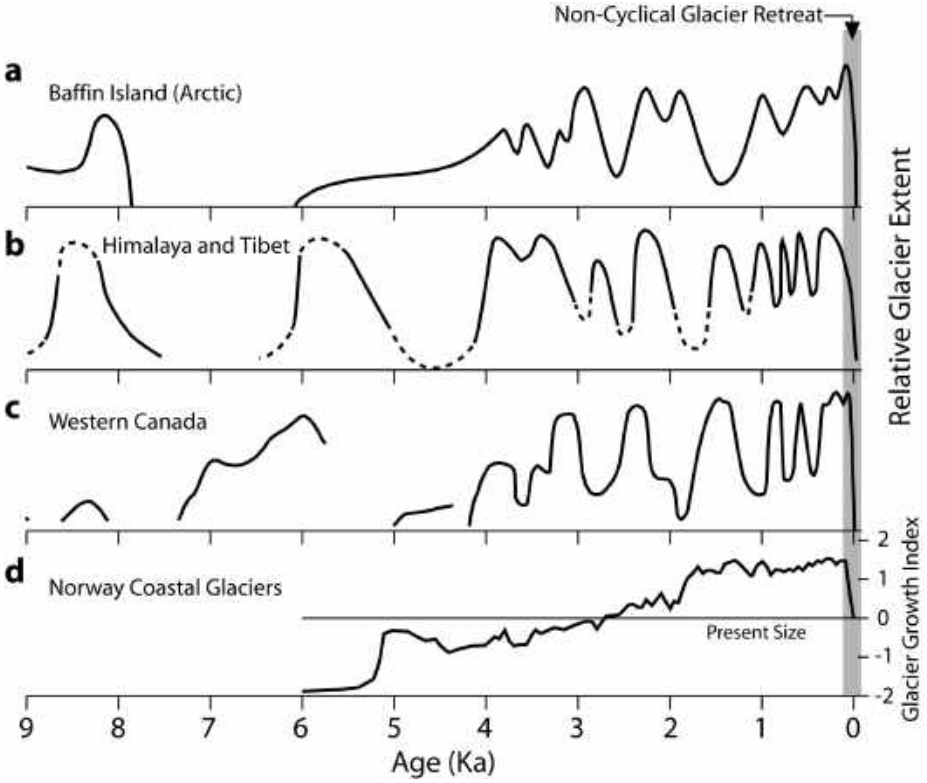


Fig. 12.6 El retroceso de los glaciares modernos no es cíclico
a) Diagrama tiempo-distancia de la extensión glaciar en la Península Central de Cumberland (Isla de Baffin) a lo largo del Holoceno. Según Briner et al. (2009). **b)** Fluctuaciones glaciares en el Himalaya y Karakoram hasta 1980, definidas por datación por radiocarbono. Según Owen (2009). **c)** Fluctuaciones relativas de la extensión de los glaciares en el oeste de Canadá durante el Holoceno. Según Koch & Clague (2006). **d)** Variaciones combinadas de la altitud de la línea de equilibrio (ELA) a lo largo del transecto costero Sur-Norte en Noruega. El índice de crecimiento glaciar se obtiene sumando las estimaciones estandarizadas de ELA del sur y el norte de Noruega. Según Bakke et al. (2008).

El retroceso global de los glaciares es probablemente el único fenómeno asociado al clima que muestra una clara aceleración en las últimas décadas. El Servicio Mundial de Vigilancia de Glaciares, una organización en la que participan 32 países, posee un conjunto de datos de 42.000 variaciones del frente glaciar desde 1600, que muestran que las tasas de pérdida de masa glaciar de principios del siglo XXI no tienen precedentes a escala mundial, al menos desde 1850 (Zemp et al. 2015).

El inusual retroceso de los glaciares se confirma por la pérdida de pequeñas placas de hielo permanentes, también conocidas como glaciares. Estos parches de hielo permanentes han capturado y conservado restos orgánicos arqueológicos durante su larga existencia, y los restos se están liberando ahora a medida que se derriten. Este es el origen del nuevo subcampo de la arqueología de los "parches de hielo", que se ha desarrollado en tres regiones: Norteamérica, los Alpes y Noruega. Algunos restos vegetales, como troncos de árboles, o las plantas de Quelccaya datadas en c. 5200 BP (Thompson et al. 2006) son de origen natural y su enterramiento en el hielo está relacionado únicamente con las condiciones climáticas, pero los restos arqueológicos (Fig. 12.7b) reflejan la actividad humana y son, por tanto, más complejos. Los hallazgos alpinos están relacionados con el uso de los pasos de montaña cuando las condiciones mejoraban, y su datación muestra asincronía con los hallazgos norteamericanos, asociados a la caza estival del caribú, que se refugia de los insectos sobre las placas de hielo. Así, los hallazgos alpinos son más frecuentes a partir de fases cálidas y al inicio de fases frías, mientras que los hallazgos norteamericanos son más frecuentes a partir de fases frías, cuando las placas de hielo se generalizaron. (Fig. 12.7c). El hallazgo de restos de parches de hielo norteamericanos revela una periodicidad milenaria coincidente con el ciclo solar milenario de Eddy analizado en la sección 8.2. La mayoría de los restos orgánicos, como cuero, estiércol de caribú o cadáveres (Ötzi, datado en c. 5200 BP; Fig. 12.7a; véase la sección 6.6), no se conservan cuando están expuestos incluso durante periodos relativamente cortos, y está claro que han permanecido continuamente congelados desde que fueron enterrados por primera vez en el hielo. Su actual desenterramiento inducido por el clima es una prueba clara de que las pequeñas manchas de hielo permanentes están experimentando una reducción no vista desde la Transición del Holoceno Medio. *"El campo de la ['arqueología de los parches de hielo'] se caracteriza por un sentido de urgencia acerca de la recuperación y preservación tanto de esos restos humanos ocasionales que se derriten del hielo alpino como de los artefactos recién expuestos de tecnología orgánica rara y frágil"* (Reckin 2013).

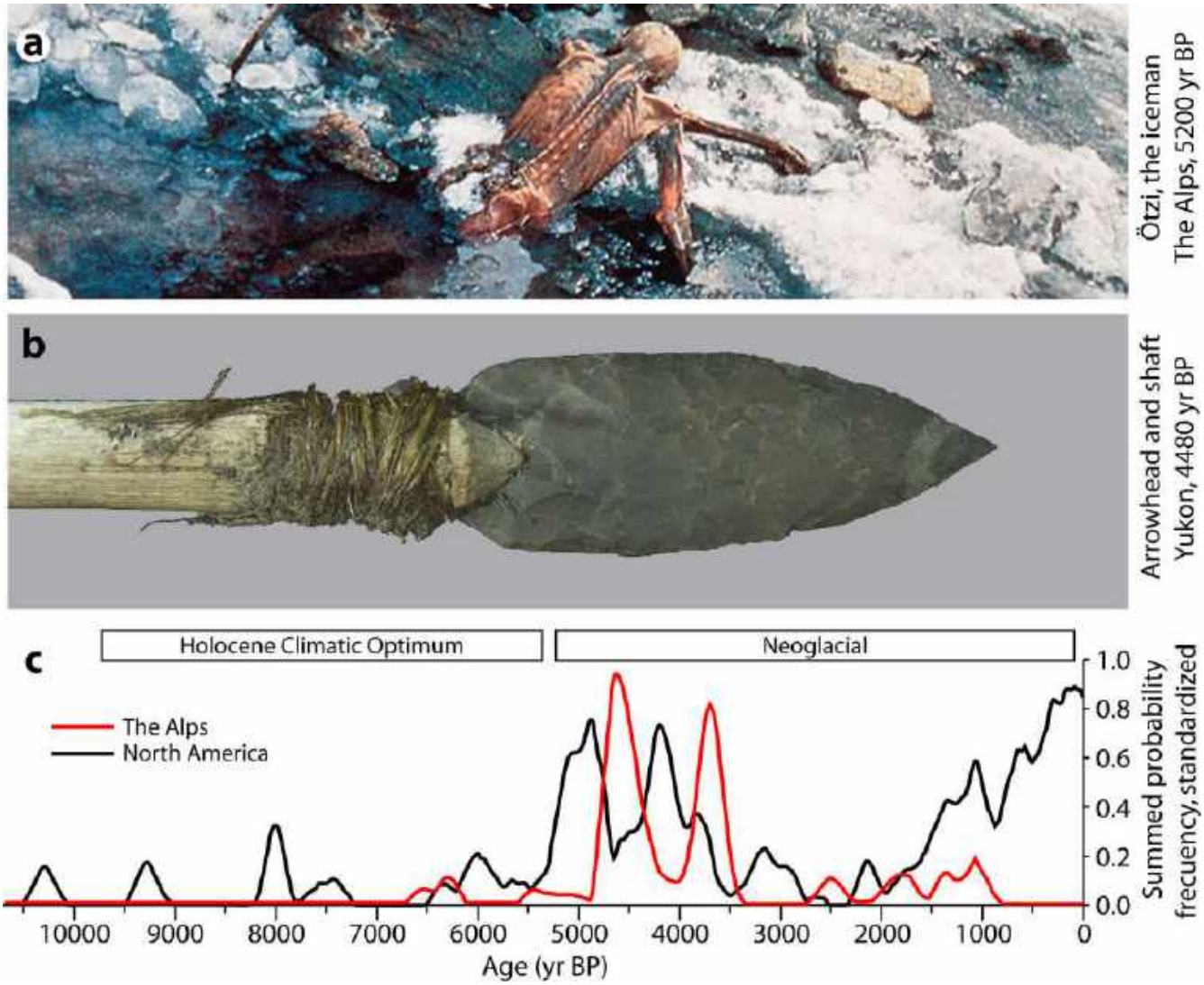


Fig. 12.7 Arqueología de los parches de hielo, prueba de la reducción no cíclica de la criosfera
a) Ötzi, el hombre de hielo alpino, in situ antes de su retirada del yacimiento de Niederjoch, Italia, en 1991. Fechado en torno a 5200 BP. Imagen de Paul Hanny,© South Tyrol Museum of Archaeology - www.iceman.it reproducida con permiso. **b)** Punta de proyectil de piedra unida con tendón a un astil de madera fechado por radiocarbono en 4480 ±60 BP, recuperado de una placa de hielo en Yukón. © Gobierno de Yukón, reproducido con permiso. **c)** Probabilidad sumada de las fechas de radiocarbono disponibles para los Alpes (línea roja) y América del Norte (línea negra) en la placa de hielo hallazgos arqueológicos. Demuestran la probabilidad de que una fecha de cada colección pertenezca a un periodo concreto y excluyen el material datado tipológicamente (la mayoría de edad romana). Se han suavizado a un intervalo de 200 años para eliminar ruidos extraños y destacar tendencias más generales. Obsérvese la periodicidad milenaria en los hallazgos norteamericanos que se corresponde con el ciclo solar milenario Eddy. Según Reckin (2013).

El hielo marino del Ártico ha mostrado un comportamiento diferente al de los glaciares, con una reducción muy acusada en el cambio de siglo (1996-2007), perdiendo el 30% de su extensión estival en sólo una década. Esta reducción no es ajena a la variabilidad del Holoceno, ya que múltiples estudios documentan una extensión de hielo marino ártico mucho menor entre los años 9000 y 4000 BP (Belt et al. 2010; Jakobsson et al. 2010; Stranne et al. 2014; Stein et al. 2017). Aquí se ha planteado la hipótesis (véase el Cap. 11) de que la fuerte disminución del hielo marino ártico en solo una década se debió en parte a un cambio de régimen climático inducido por una intensificación abrupta del transporte meridional de calor hacia el Ártico. La dificultad de reconstruir los niveles de hielo marino en el pasado significa que no tenemos mucha confianza en cómo se compara la reducción actual de la extensión del hielo marino con reducciones anteriores durante periodos cálidos pasados. No obstante, un análisis de las plataformas de hielo polar (gruesas plataformas flotantes de hielo) muestra una respuesta inusual en el actual retroceso del hielo polar. Aunque las plataformas de hielo se han derrumbado y roto en distintos momentos durante el Holoceno, esta es la primera vez en el Holoceno que se conoce un retroceso sincrónico de las plataformas de hielo del Ártico y de ambos lados de la península Antártica (Hodgson 2011).

¿Se debe esta reducción inusual, no cíclica, de la criosfera al aumento de la temperatura? Otros factores derivados del desarrollo industrial contemporáneo complican la interpretación. Se sabe que un aumento de las partículas que absorben la

luz (carbono negro, carbono orgánico y polvo) en la nieve y el hielo provoca una disminución del albedo y acelera el deshielo (Bond et al. 2013). La disminución del albedo también acelera el envejecimiento de la nieve. Cuando el deshielo deja al descubierto la superficie subyacente, se desencadena una fuerte retroalimentación nieve-albedo que calienta la superficie y el aire sobre ella. El efecto albedo de las partículas que absorben la luz depende mucho más de su abundancia que de los cambios de temperatura o de CO2 . El carbono negro y el carbono orgánico son componentes del hollín resultante de la combustión de combustibles fósiles, biocombustibles y quema de biomasa, y han aumentado no sólo con el incremento del uso de combustibles fósiles, sino también con el desarrollo industrial y el aumento de la población. Aunque existen pruebas fehacientes de que la inusual reducción de la criosfera tiene un origen antropogénico, no se puede evaluar adecuadamente la contribución relativa de los cambios de temperatura, los GEI y las partículas que absorben la luz. Los recientes cambios desmesurados de la criosfera con respecto a otros efectos del calentamiento global constituyen una prueba de que el aumento de partículas absorbentes de luz procedentes del hollín debe ser un factor importante.

La Antártida es una excepción a la reducción global de la criosfera. El continente no se ha calentado en los últimos 200 años (Fig. 12.8), y actualmente se debate si el deshielo antártico está contribuyendo al SLR y en qué medida (Zwally et al. 2015). La falta de respuesta climática antártica al aumento del MGW y del CO2 no se entiende bien, y podría tener que ver con las condiciones excepcionales del continente que lo hacen único en muchos aspectos.

12.6 Niveles de CO2 extremadamente inusuales durante el último cuarto del Calentamiento Global Moderno

Otra marcada diferencia entre el MGW y los anteriores periodos de calentamiento del Holoceno es el gran aumento de los niveles de CO2 . El CO2 atmosférico ha ido aumentando desde 1785, tras el calentamiento del siglo XVIII, pero la tasa de aumento ha ido creciendo continuamente debido a las emisiones antropogénicas, alcanzando los valores más altos en 800.000 años en las primeras décadas del siglo XX, y ahora se está acercando rápidamente a duplicar el valor medio del Pleistoceno tardío de 225 ppm (Fig. 12.8). Está absolutamente claro que el aumento de los niveles de CO2 se debe a las emisiones humanas, ya que hemos emitido el doble de la cantidad que ha acabado en la atmósfera, y el resto ha sido absorbido por los océanos y la biosfera. Como resultado, las plantas terrestres están mostrando un importante aumento en el área foliar global (Zhu et al. 2016), también conocido como reverdecimiento.

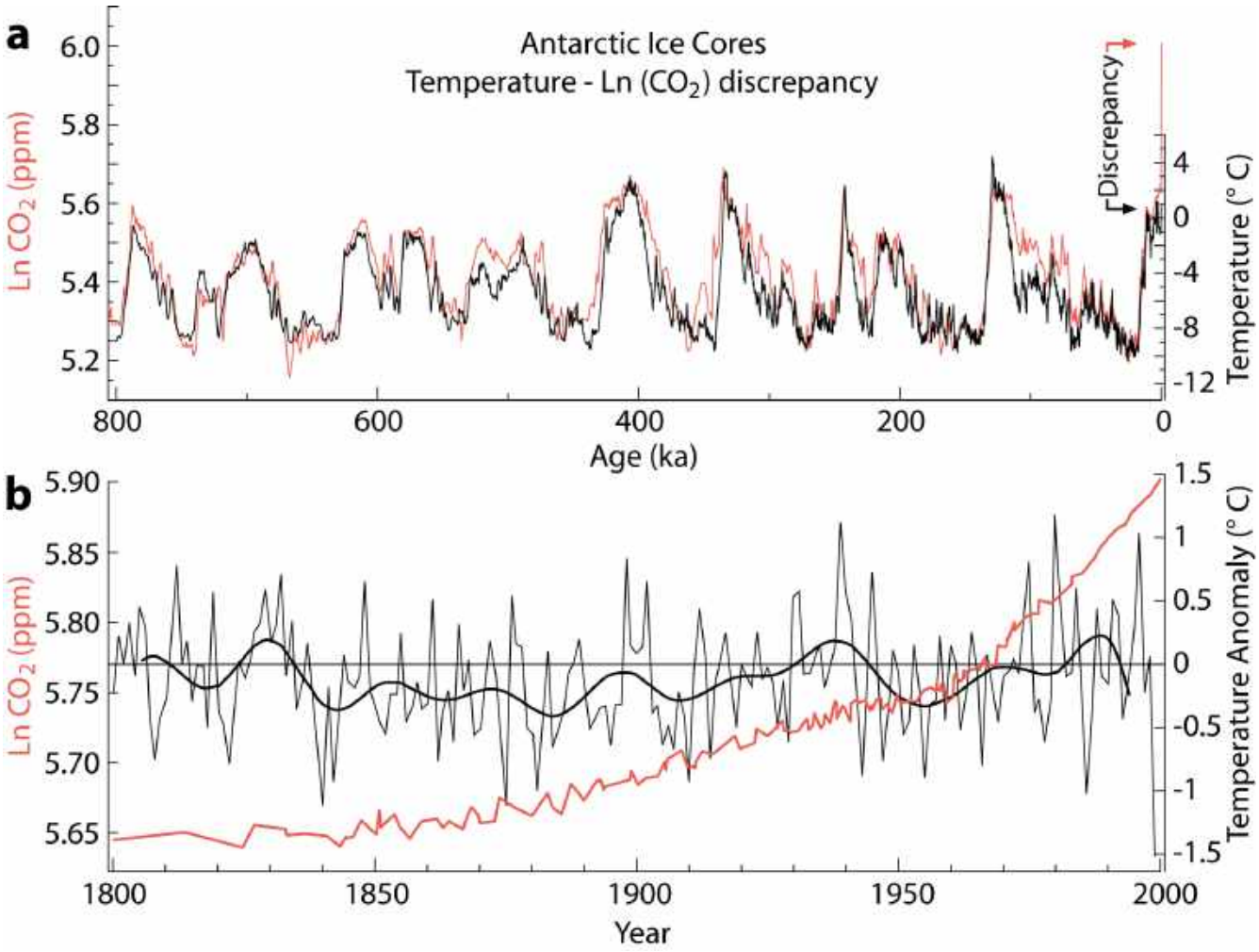


Fig. 12.8 Discrepancia entre la temperatura y el CO2 en los núcleos de hielo de la Antártida
a) Curva de temperatura (negro) para los últimos 800.000 años a partir de los datos de deuterio 800KYr del núcleo de hielo EPICA Dome C. Según Jouzel et al. (2007). Curva de CO2 (rojo) a partir de datos de CO2 de 800 kyr de Antarctic Ice Cores Revised (hasta 2001). Según Bereiter et al. 2015; y a partir de datos anuales medios de CO2 de la NOAA (2002-2017). Debido al efecto logarítmico del CO2 sobre la temperatura, la comparación se realiza más adecuadamente con el Ln(CO2) . La correlación muestra una discrepancia muy grande en los últimos 200 años. **b)** Curva de CO2 (rojo) como en (a). Curva de temperatura (negro) de los últimos 200 años a partir de 5 testigos de hielo antárticos de alta resolución. Según Schneider et al. (2006). No se observa ningún cambio de temperatura en respuesta al aumento masivo de CO2 .

La meseta antártica es el único lugar de la Tierra donde podemos medir los niveles de CO2 y las temperaturas indirectas de forma coherente durante los últimos 800.000 años a partir de testigos de hielo. Se ha escrito mucho sobre la estrecha correlación entre el CO2 y la temperatura durante el Pleistoceno (Fig. 12.8a). La mayoría de los autores considera que el cambio en los niveles de CO2 entre los periodos glaciares e interglaciares, de solo 70-90 ppm, es demasiado pequeño para impulsar el ciclo glaciar, aunque Shakun et al. (2012) defienden que el cambio de CO2 en las terminaciones puede explicar gran parte del aumento de temperatura durante las degeneraciones. Pero podemos probar la hipótesis porque en los últimos 200 años los niveles de CO2 han aumentado en 125 ppm, un incremento comparable al de una terminación glaciar en términos de forzamiento por CO2 . Sorprendentemente, la Antártida no muestra absolutamente ningún calentamiento en los últimos 200 años (Schneider et al. 2006; Fig. 12.8b). El único lugar en el que podemos medir con fiabilidad tanto la temperatura como los niveles de CO2 en el pasado no muestra ninguna respuesta de la temperatura al enorme aumento de CO2 durante los dos últimos siglos. Esta evidencia apoya que el CO2 tiene muy poco efecto sobre la temperatura antártica, si es que tiene alguno, y no puede ser responsable de la correlación observada durante los últimos 800.000 años. También plantea dudas sobre el papel propuesto del CO2 sobre las terminaciones glaciares y durante el MGW.

12.7 Relación entre los niveles de CO2 y la temperatura durante el Calentamiento Global Moderno

La física demuestra que la adición de dióxido de carbono provoca un calentamiento en condiciones de laboratorio. Generalmente se supone que una duplicación de CO2 debería producir un forzamiento directo de 3,7 W/m$^{(2)}$ (IPCC-Tercer Informe de Evaluación, Ramaswamy et al. 2001), que se traduce en un calentamiento de 1 °C (diferenciando la ecuación de Stefan-Boltzmann) a 1,2 °C (por modelos que tienen en cuenta la latitud y la estación). Pero se trata de un valor máximo válido sólo si el flujo total de energía es el mismo que el flujo radiativo. Como también hay conducción, convección y evaporación, el calentamiento final sin retroalimentaciones es probablemente menor. Luego tenemos el problema de las retroalimentaciones, que son desconocidas y no pueden medirse correctamente (véase el apartado 9.5). Para algunas de ellas, como la nubosidad, ni siquiera conocemos el signo de su contribución. Y son enormes, un cambio del 1% en el albedo tiene un efecto radiativo de 3,4 W/m$^{(2)}$ (Farmer & Cook 2013), casi equivalente a una duplicación completa del CO2 . Así que no podemos medir cuánto se ha calentado la Tierra en respuesta al aumento de CO2 en los últimos 70 años, y cuánto por otras causas.

Si se observan los registros de sondeos y las reconstrucciones indirectas (Fig. 12.1), queda muy claro que la mayor parte de la aceleración de la tasa de MGW tuvo lugar entre 1700 y 1950, cuando se producían pocos GEI de origen humano. El ritmo de calentamiento no ha cambiado mucho desde 1950, a pesar de que la mayor parte de los GEI se han emitido en estos últimos 70 años. Sin embargo, si el aumento de la temperatura media mundial en las últimas 7 décadas fuera principalmente consecuencia del rápido incremento del CO2 , la tasa de cambio de la temperatura debería mostrar dependencia de la tasa de cambio del logaritmo natural de la concentración de CO2 . Esto se debe a que el vínculo propuesto entre el CO2 y la temperatura se basa en un mecanismo molecular en el que cada molécula añadida tiene un efecto ligeramente menor que la anterior. Incluso teniendo en cuenta la respuesta logarítmica de las temperaturas medias globales al CO2 , las curvas de causa y efecto propuestas son divergentes (Fig. 12.9). La anomalía de la temperatura global entre 1900 y 2021 no difiere significativamente de una tendencia lineal. Por otro lado, el aumento del CO2 atmosférico ha sido tan rápido durante el periodo 1958-2021 que la tasa de cambio de su logaritmo muestra una pronunciada aceleración (Fig. 12.9).

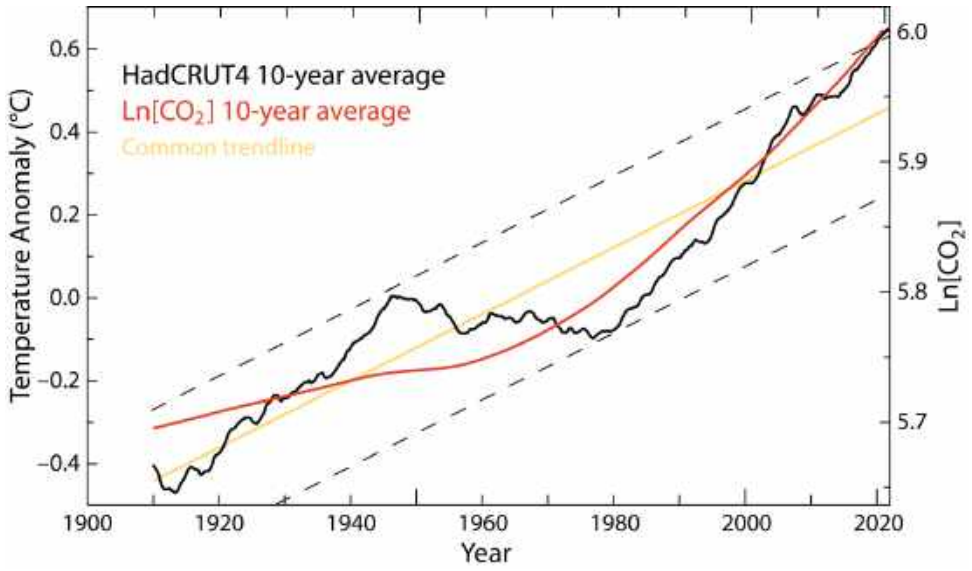


Fig. 12.9 Diferencia entre el aumento de la temperatura y el aumento del CO2
Curva negra gruesa, anomalía de la temperatura superficial media móvil de 10 años de HadCRUT4, relativa a 1961-1990, de 1900 a 2021. Datos de la Oficina Meteorológica del Reino Unido. Curva roja gruesa, media móvil de 10 años del logaritmo natural de la concentración atmosférica anual de CO2 de 1900-2021 (ppm). Los niveles de CO2 proceden de Law Dome (Etheridge et al. 1996) hasta 1958 y de NOAA posteriormente. En naranja grueso, ambas curvas se han trazado con la misma línea de tendencia para evitar sesgos visuales.

La falta de aceleración del MGW durante los siglos $^{XX-XXI}$se aprecia mejor al observar el cambio en la tasa de calentamiento (cambio de tendencia decenal; Fig. 12.10). Durante ese periodo, la tasa de calentamiento ha oscilado entre -0,2 y +0,4 ° C/década, con una media de +0,16 ° C/década. Ni la tasa máxima de calentamiento ni la duración de los periodos de calentamiento han aumentado a pesar del enorme incremento de los niveles de CO2 . El efecto de calentamiento esperado del CO2 adicional no es perceptible en las tasas de calentamiento. Lo que puede observarse en el registro de la tasa de calentamiento es que los periodos de enfriamiento se han vuelto menos intensos, desde -0,4 °C/década a finales ^{del} siglo XIX, pasando por -0,2 °C/década a mediados ^{del}siglo XX, hasta llegar a cero en la pausa del siglo XXI. Esta disminución de la tasa de enfriamiento a lo largo del tiempo es una característica del MGW. El mundo se está calentando porque se enfría menos

durante los periodos de enfriamiento, no porque se caliente más durante los periodos de calentamiento. Las razones no están claras y no se discuten a menudo en la literatura científica. Hay una reducción coincidente en los periodos de actividad solar muy baja, que también suelen coincidir con periodos de enfriamiento (véase la sección 12.10), pero no se pueden descartar otros factores, como un efecto del aumento de los niveles de CO2 en la reducción de la gravedad de los periodos de enfriamiento, o una reducción de la actividad volcánica.

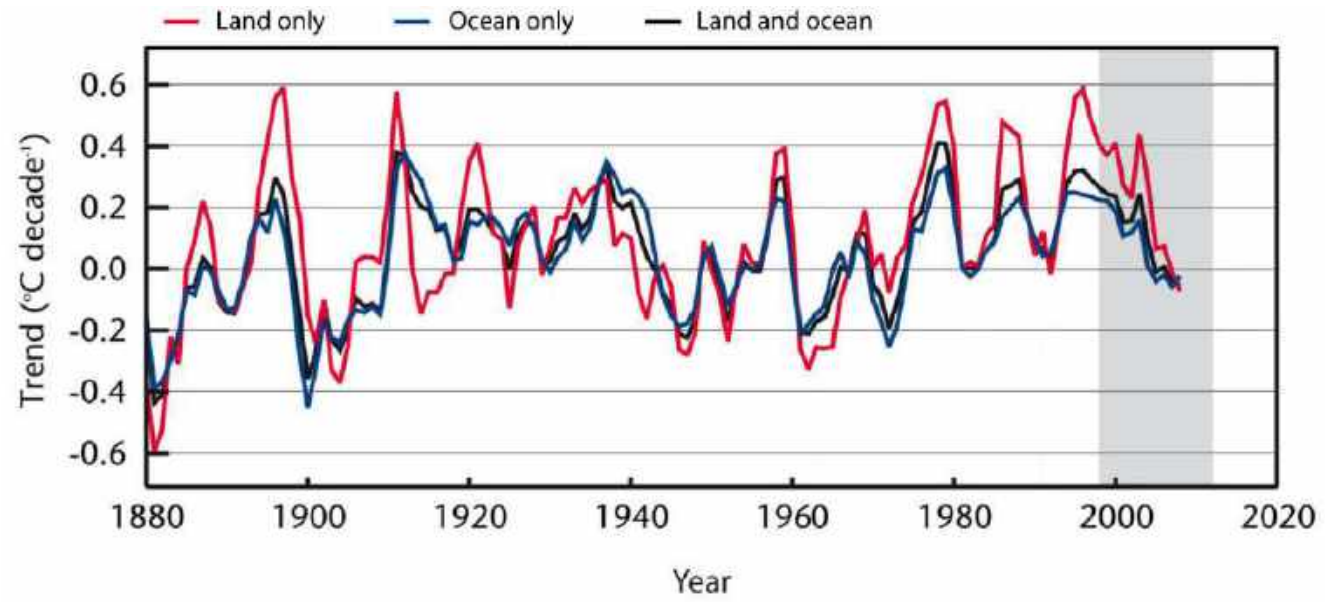


Fig. 12.10 Tendencia del calentamiento de la superficie
Tendencias de nueve años del calentamiento de la superficie. Línea roja, sólo tierra. Línea azul, sólo océano. Línea negra, tierra y océano combinados. La zona gris resalta la reciente ralentización del calentamiento global. Reproducido de: UK Met Office 2013, informe sinóptico CSc 02. La reciente pausa en el calentamiento global (2): ¿Cuáles son las causas potenciales? Contiene información del sector público bajo licencia Open Government Licence v2.0

La figura 12.10 parece indicar que el calentamiento global se ha desacelerado en las últimas décadas. Esto no debería ser posible, ya que, según la teoría, el rápido aumento de los niveles atmosféricos de CO2 debería estar provocando una aceleración a largo plazo del ritmo de calentamiento. Para investigar esta cuestión con más detalle, en la Fig. 12.11 se comparan las tasas anuales de aumento del CO2 atmosférico (Mauna Loa, de NOAA) y de la temperatura media global en superficie (HadCRUT 4, de UK Met Office). La tasa de cambio del CO2 ha aumentado casi linealmente de 0,8 a 2,5 ppm/año entre 1959 y 2021 (Fig. 12.11a). La aceleración en el aumento del CO2 es, por tanto, de un c. casi constante de 0,028 ppm/año^2. La variación de la tasa de cambio de la temperatura global es muy ruidosa y tiene una tendencia muy pequeña. Una media móvil centrada de 15 años en la tasa de cambio de la anomalía mensual de la temperatura HadCRUT4 confirma que el calentamiento global alcanzó su máxima aceleración a mediados de los años 90 y parece haberse desacelerado en las dos últimas décadas (Fig. 12.11b). La reciente discusión científica sobre la existencia de un hiato de calentamiento global (Karl et al. 2015; Fyfe et al. 2016) se resuelve fácilmente, ya que el hiato puede definirse matemáticamente como un periodo de 17,5 años entre febrero de 1998 y julio de 2015 en el que la tasa mensual acumulada de calentamiento fue inferior a cero (HadCRUT4; Fig. 12.11b, círculo). Si la tasa de calentamiento global sigue disminuyendo en las próximas décadas, podemos esperar más periodos de este tipo sin calentamiento en el futuro. Algunos investigadores ya están advirtiendo de esta posibilidad (Maher et al. 2020).

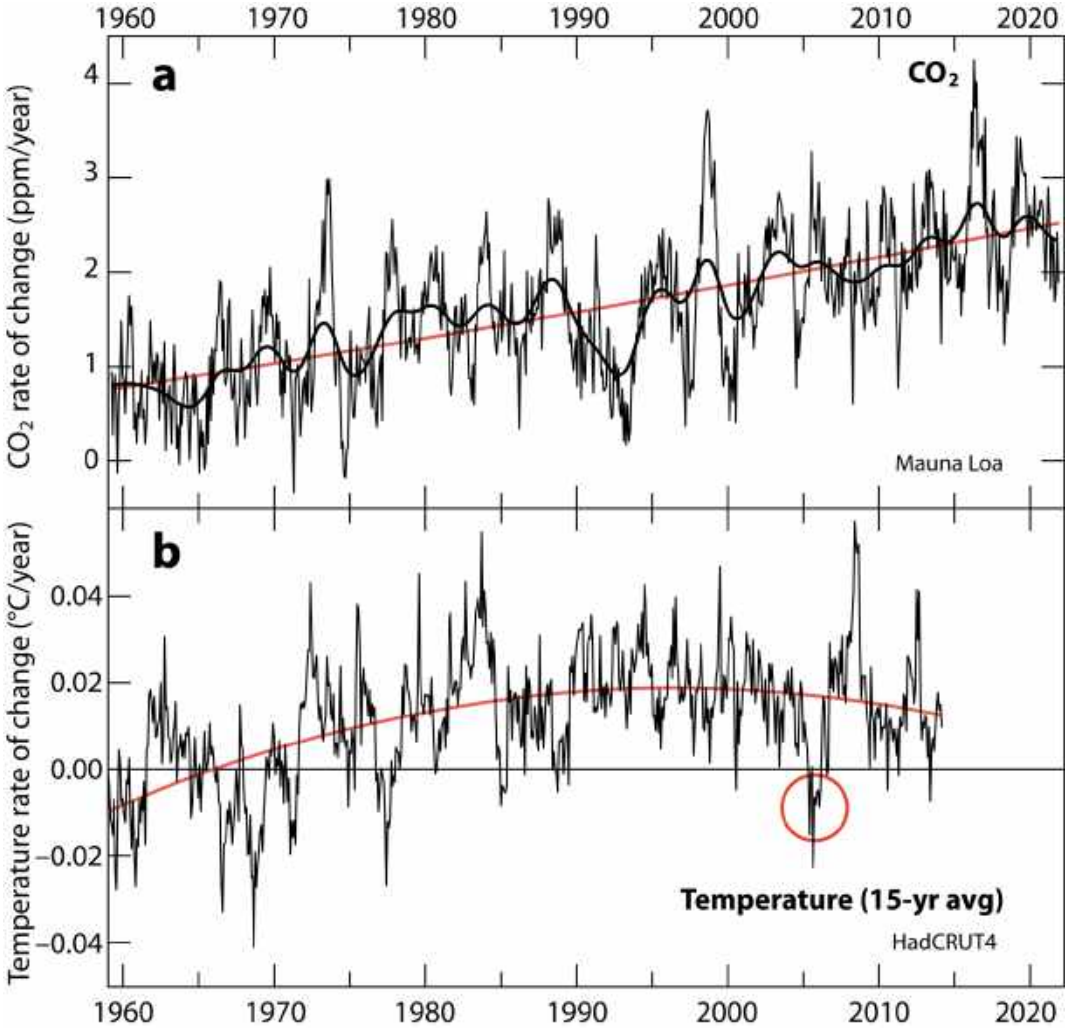


Fig. 12.11 Tasa de cambio del CO2 atmosférico y de la temperatura global en superficie
a) Curva negra fina, tasa de cambio de 12 meses del CO2 atmosférico en ppm/año. Curva negra gruesa, suavizado gaussiano. Curva roja, regresión cuadrática de la tasa de variación de 12 meses del CO2 atmosférico. Los datos medios mensuales de CO2 de Mauna Loa proceden de la NOAA. **b)** Curva negra, media centrada de 1951-2021 de la tasa de cambio en 181 meses de la Temperatura Media Global en Superficie (GSAT) en° C/year. Curva roja, regresión cuadrática de la tasa de variación media de 181 meses de la GSAT. El círculo indica la pausa en el calentamiento global, un periodo de 17 años sin calentamiento centrado en 2006. Los datos medios mensuales de GSAT proceden de Hadley Climate Research Unit, UK Met Office.

La falta de una aceleración correspondiente del MGW al rápido aumento del CO2 en las últimas décadas sólo tiene dos explicaciones posibles. La primera es que el aumento en curso del forzamiento antropogénico propuesto coincide exactamente en magnitud y tiempo con una disminución en curso del forzamiento natural (Fig. 12.2). La segunda es que el MGW responde más a causas naturales y sólo débilmente al forzamiento antropogénico. La primera explicación constituye una adecuación *"ad hoc*" de la hipótesis a la evidencia, requiere una coincidencia no relacionada de precisión decenal dentro de un proceso de varios siglos (el enfriamiento natural debería haber comenzado cuando empezamos nuestras emisiones), y es desautorizada por el IPCC, que considera que el forzamiento natural durante el período 1950-2010 es demasiado pequeño para haber contribuido al cambio de temperatura observado en cualquier dirección (Fig. 12.12). Es difícil de creer que el forzamiento natural no haya tenido ningún papel durante un periodo de 60 años.

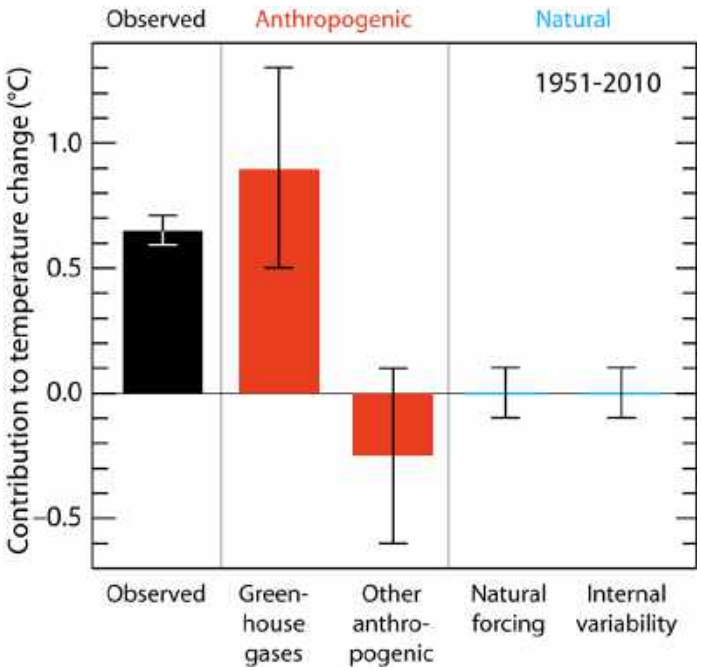


Fig. 12.12 Contribuciones propuestas por el IPCC al cambio observado de la temperatura de la superficie durante el periodo 1951-2010

El IPCC evaluó las tendencias probables de calentamiento durante el periodo 1951-2010 a partir de gases de efecto invernadero bien mezclados, otros forzamientos antropogénicos (incluyendo el efecto de enfriamiento de los aerosoles y el efecto del cambio en el uso de la tierra), forzamientos naturales y variabilidad climática interna natural. El cambio observado de la temperatura de la superficie se muestra en negro, con el rango de incertidumbre del 5 al 95% debido a la incertidumbre observacional. Los rangos de calentamiento atribuidos se basan en observaciones combinadas con simulaciones de modelos climáticos, con el fin de estimar la contribución de los forzamientos externos individuales al calentamiento observado. Según IPCC (2014) Resumen para responsables de políticas.

La segunda explicación solo requiere un conocimiento insuficiente de la respuesta del sistema climático al CO2 , y un conocimiento insuficiente de los forzamientos naturales y las retroalimentaciones climáticas. Que nuestro conocimiento es insuficiente está claro y se demuestra cada vez que se utiliza *"elargumentum ad ignorantiam*" de que "no sabemos de nada más que pueda causar el calentamiento observado". Las nuevas investigaciones sobre los mecanismos de la variabilidad solar (véanse las Secciones 10.4 a 10.6 y el Cap. 11) han dado lugar a hipótesis que indican que el forzamiento solar probablemente no está adecuadamente representado en los modelos. La respuesta del ciclo hidrológico al calentamiento constituye otra área de gran incertidumbre.

12.8 Variación uniforme del nivel del mar durante el calentamiento global moderno

El SLR es una de las principales consecuencias del MGW, ya que está impulsado principalmente por la adición de agua procedente del deshielo de la criosfera y la expansión térmica procedente del calentamiento de los océanos (SLR estérico). Una reconstrucción del nivel del mar desde el siglo XVIII utilizando registros de mareógrafos (Jevrejeva et al. 2008; Fig. 12.13a) muestra que la SLR ha sido una característica del MGW durante más de dos siglos. La estimación central de la SLR media del siglo XX es de aproximadamente 1,6 mm/año (rango de 1,2-1,9 mm/año), y la aceleración suele estimarse en aproximadamente 0,01 mm/año$^{(2)}$ (Church & White 2011; Jevrejeva et al. 2014; Hogarth 2014; Fig. 12.13b). La SLR muestra una oscilación de 60 años, como muchas otras manifestaciones climáticas (véase la sección 11.3). El periodo reciente de altimetría por satélite (desde 1993) coincide con la cresta de la oscilación y, por tanto, muestra una mayor tasa de SLR, c. 3 mm/año, pero sin aceleración, para sorpresa de algunos autores (Fasullo et al. 2016). Si la oscilación de 60 años sigue afectando a la SLR, en las próximas dos décadas deberíamos esperar una desaceleración de las tasas de SLR hacia c. 2 mm/año.

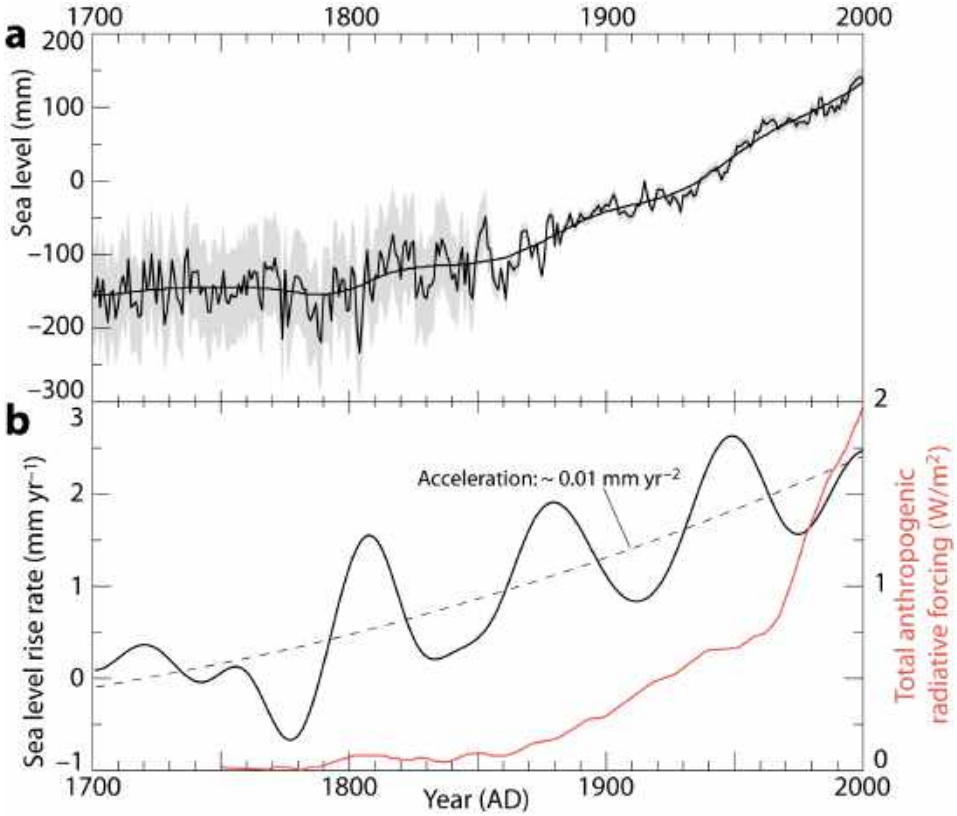


Fig. 12.13 La aceleración del nivel del mar comenzó hace más de 200 años
a) Serie temporal del nivel del mar global anual calculado a partir de 1023 registros de mareógrafos corregidos por los cambios locales de datum y el ajuste isostático glacial. Tendencia de la variable temporal detectada mediante el análisis espectral de Monte-Carlo-Singular con ventanas de 30 años. El sombreado gris representa los errores estándar. Según Jevrejeva et al. (2008). **b)** Línea negra, escala izquierda, suavizado gaussiano de la tasa anual de cambio del nivel del mar, que muestra la variabilidad multidecenal periódica. Línea discontinua, escala izquierda, regresión cuadrática de la tasa de cambio del nivel del mar a lo largo del tiempo, correspondiente a una aceleración del aumento del nivel del mar de c. 0,01 mm/año^2. Línea roja, escala derecha, forzamiento radiativo antropogénico total calculado por el IPCC. Según Jevrejeva et al. (2008), y Myhre et al. (2013).

Como en el caso de la temperatura, el SLR precede al gran aumento de las emisiones y no responde de forma perceptible al gran aumento del forzamiento antropogénico después de 1960. La Figura 12.13b muestra la aceleración media a largo plazo de la SLR como línea discontinua, y el aumento del forzamiento antropogénico (IPCC-AR5, Myhre et al. 2013) con una línea roja. Las pruebas demuestran que el gran aumento del forzamiento antropogénico no ha provocado ningún efecto perceptible en la aceleración del SLR. La creencia de que una disminución de nuestras emisiones debería afectar al ritmo del SLR no tiene ninguna base en las pruebas. Una proyección del SLR observado y de su aceleración durante los últimos 120 años arroja un valor de unos 300 mm más en 2100 que en 2021.

Se considera que el deshielo de la criosfera es el principal factor impulsor del SLR, seguido del aumento de la temperatura de los océanos. La SLR muestra una pequeña aceleración de c. 0,01 mm/año^{2}en los últimos dos siglos (Fig. 12.13), mientras que la temperatura global muestra un aumento lineal en el último siglo, y el océano se está calentando mucho menos que la superficie. Recientemente se ha estimado, a partir de los cambios en los gases nobles atmosféricos, que el océano se ha calentado +0,1 ° C durante los últimos 50 años (Bereiter et al. 2018). El mejor candidato para causar la aceleración observada de SLR es, por lo tanto, el aumento observado en el derretimiento de la criosfera desde c. 1850.

12.9 El calentamiento global moderno y la hipótesis del CO2

La hipótesis del CO2 propone que los cambios en los niveles de CO2 atmosférico son el principal motor de los cambios de temperatura de la Tierra (Lacis et al. 2010). Se basa en la absorción espectral y las propiedades de radiación de ciertos gases, de los cuales el vapor de agua es con mucho el más abundante, y el CO2 ocupa un distante segundo lugar. Los niveles de vapor de agua se determinan localmente y son muy variables debido a la condensación. Los niveles de CO2 son globales, ya que es un gas bien mezclado que no se condensa, y antes de la industrialización cambiaba muy lentamente con el tiempo por causas naturales. La hipótesis del CO2 considera que los cambios en el vapor de agua no son el factor impulsor, sino una retroalimentación, proponiendo sin pruebas claras que la relación causal relevante es CO2 → temperatura → vapor de agua. Los niveles de vapor de agua en el pasado no pueden determinarse, pero en un pasado lejano, los periodos fríos del planeta

(edades de hielo) se asociaron a niveles de CO2 más bajos que los periodos cálidos, y esta es la evidencia de apoyo ofrecida por los defensores de la hipótesis del CO2 . Pero la interpretación de estas pruebas dista mucho de ser sencilla, ya que los cambios de temperatura también provocan cambios en los niveles de CO2 . La solubilidad del gas en el océano depende de la temperatura, y existen enormes reservas de carbono en el océano que pueden afectar a los niveles atmosféricos cuando cambia la temperatura. En los registros bien resueltos, los cambios de temperatura suelen preceder a los de CO2 en cientos o miles de años. Otro problema de la hipótesis es que generalmente se acepta que se ha producido un descenso progresivo de los niveles de CO2 durante los últimos 550 millones de años (el Eón Fanerozoico), desde c. 5000 ppm en el Cámbrico hasta c. 225 ppm en el Pleistoceno tardío (Berner & Kothavala 2001; Fig. 12.14b). Esta disminución no parece haber producido una disminución progresiva de la temperatura, que muestra una oscilación cíclica de rango limitado (Frakes et al. 1992; Scotese 2018; Veizer et al. 2000; Fig. 12.14d), alternando entre condiciones de invernadero y de invernadero durante todo el Fanerozoico.

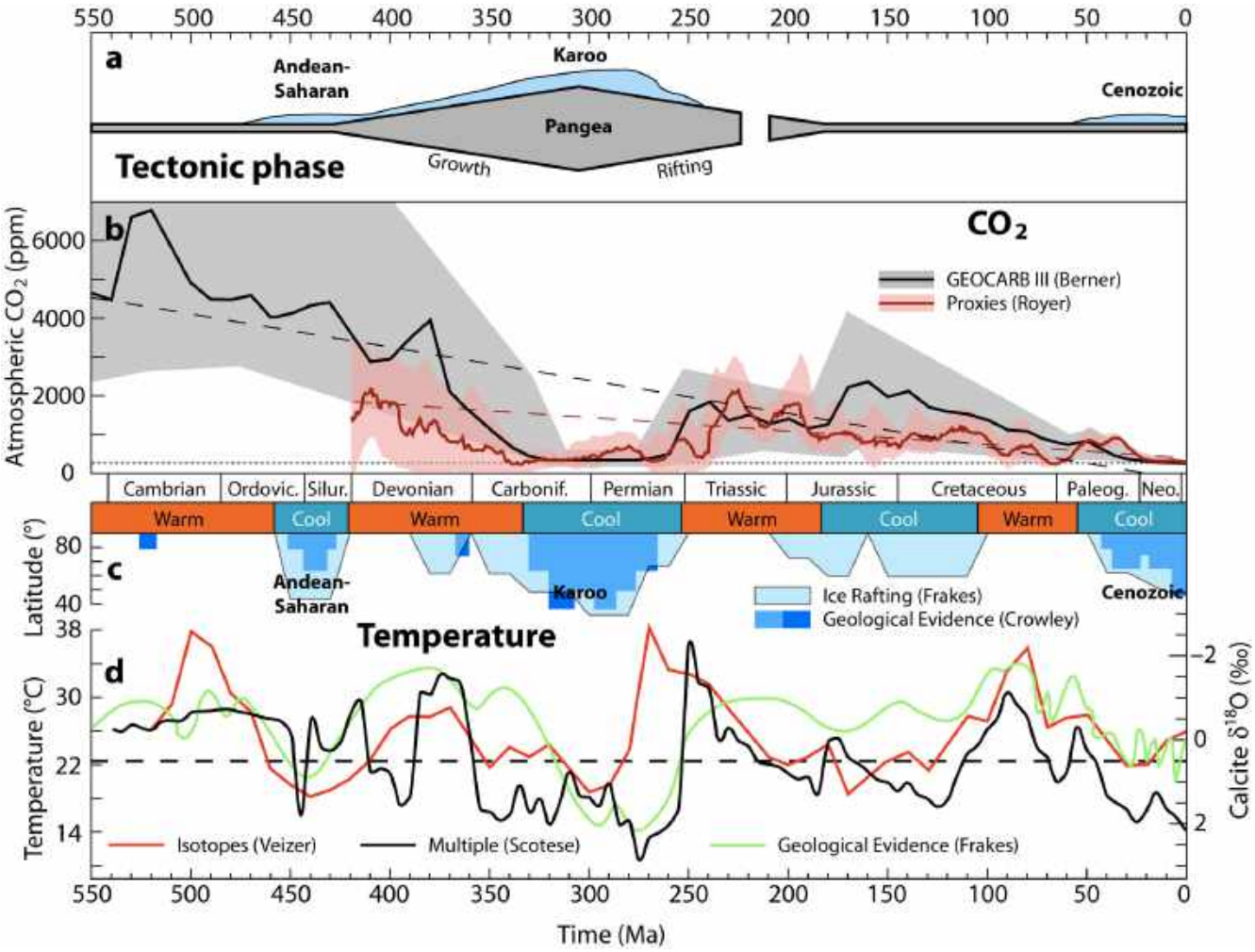


Fig. 12.14 Las condiciones del Eón Fanerozoico no apoyan la hipótesis del CO2
a) Representación esquemática de los glacioepocos durante los últimos 550 millones de años de la historia de la Tierra y su relación con las fases de ensamblaje y desintegración de los supercontinentes. Las glaciaciones están indicadas y representadas por la zona azul sobre el esquema. Según Eyles (2008). **b)** Niveles de CO2 atmosférico del Fanerozoico en ppm a partir del modelo GEOCARB III (curva negra con estimación gris del error; según Berner & Kothavala 2001), reconstrucción multiproxy (curva roja oscura con intervalo de confianza rosa del 95%, según Foster et al. 2017). **c)** Alternancia de modos cálidos (naranja) y fríos (azul), según Frakes et al. (1992), e indicadores glaciares, medidos por la latitud alcanzada desde uno de los polos. Pruebas de balsas de hielo (áreas azules heladas; según Frakes & Francis 1988), y pruebas geológicas directas de glaciación (áreas azules y azules; según Crowley 1998). **d)** Reconstrucciones de temperatura del Fanerozoico: Estimación de la temperatura media global (sin escala) basada en la sedimentología y la paleoecología (curva verde; según Frakes 1979 y Frakes et al. 1992). Reconstrucción de la temperatura media global basada en pruebas geológicas y estudios isotópicos (curva negra, escala izquierda; según Scotese 2018). Niveles de $\delta^{18}O$ de calcita en aguas someras marinas tropicales sin tendencia (curva roja, escala derecha; según Veizer et al. 2000).

La hipótesis del CO2 no es nueva, y se remonta a Arrhenius (1896); sin embargo, no se convirtió en la hipótesis dominante para explicar los cambios de temperatura hasta que comenzó la última fase de calentamiento del MGW a finales de la década

de 1970, y tanto la temperatura como el CO2 estaban aumentando. En el siglo XX, mientras se producía el MGW, la humanidad se embarcó en el experimento definitivo para determinar la validez de la hipótesis del CO2 y se dispuso a quemar enormes reservas naturales de combustibles fósiles mientras se industrializaba, para elevar los niveles de CO2 más allá de lo que el mundo había tenido quizás en millones de años. Después de 70 años con los niveles de CO2 aumentando más rápido que nunca, y por encima de cualquier nivel registrado anteriormente para el Pleistoceno, es hora de analizar los resultados.

1. El mundo ha seguido calentándose como antes. El calentamiento durante el periodo 1975-1998 (o 1975-2009) no es estadísticamente diferente del calentamiento durante el periodo 1910-1940 (Jones 2010).
2. El aumento de la temperatura desde 1950 no muestra ninguna aceleración perceptible (Fig. 12.11b) y puede ajustarse a un aumento lineal (Fig. 12.9). El logaritmo del aumento de CO2 , sin embargo, muestra una aceleración muy clara (Fig. 12.9). No se puede establecer una relación lineal entre la supuesta causa y el efecto
3. El nivel del mar ha seguido subiendo como antes. Su aceleración no responde de forma perceptible al aumento del forzamiento antropogénico (Fig. 12.13)
4. La criosfera muestra un retroceso no cíclico en la extensión de los glaciares con evidencias de aceleración (Fig. 12.6; Zemp et al. 2015). La reducción del tamaño de las plataformas de hielo también es inusual. No podemos distinguir si la criosfera está respondiendo principalmente al aumento de CO2 , al aumento de temperatura o al aumento de partículas absorbentes de luz

A pesar de que los niveles de CO2 casi duplican la media del Pleistoceno tardío, la respuesta climática es moderada, aún dentro de la variabilidad del Holoceno, por debajo del Óptimo Climático del Holoceno y de los interglaciares más cálidos.

La falta de apoyo a la hipótesis del CO2 a partir de los núcleos de hielo de la Antártida (Fig. 12.8), y de los resultados 1-3 ha obligado a los defensores de la hipótesis a hacer numerosas suposiciones nuevas sin respaldo. Asumen que todo el calentamiento desde 1950 es de naturaleza antropogénica (IPCC-AR5, Myhre et al. 2013; Fig. 12.12). Que las temperaturas registradas en el pasado deben ser más frías de lo que se pensaba (Karl et al. 2015). Que los océanos (Chen & Tung 2014), y las erupciones volcánicas (Fasullo et al. 2016), están retrasando el calentamiento de la superficie y la SLR. Y concluyendo esencialmente que se necesita más tiempo para observar el calentamiento y la aceleración del SLR. Todo esto podría ser cierto, pero la explicación más sencilla (la favorita de Occam) es que una parte importante del calentamiento se debe a causas naturales, y el CO2 solo tiene un efecto débil sobre la temperatura. Si después de 70 años de niveles de CO2 extremadamente inusuales se necesita mucho más tiempo para ver efectos sustanciales, entonces hay que cambiar la hipótesis. Tal como está planteada, no requiere grandes retrasos, debido al efecto casi instantáneo de la respuesta atmosférica a más CO2 . La hipótesis del CO2 es, en esencia, una hipótesis climática impulsada por la atmósfera. Sin embargo, existe una posibilidad importante de que el clima esté en realidad impulsado por los océanos, forzado directamente por el Sol y los cambios en el transporte meridional, y mediado por los cambios de estado del H_2O .

Si la alta sensibilidad de la criosfera se debiera principalmente al aumento de CO2 , eso sería en realidad un argumento a favor de una sensibilidad reducida del resto del planeta. El aire por encima de la criosfera es el más frío del planeta, ya que no se calienta mucho desde abajo, y por tanto tiene la humedad más baja del planeta. La relación entre CO2 y vapor de agua en el aire por encima de la criosfera es la más alta y la que más cambia con el aumento de CO2 . Existe la posibilidad de que la sequedad del aire, y su baja capacidad para producir vapor de agua en respuesta al calentamiento, contribuya a que la criosfera sea especialmente sensible al calentamiento inducido por el CO2 , pero ello implicaría que el resto del planeta es menos sensible. Si la sensibilidad al CO2 es mayor en la criosfera (excepto en la Antártida) y menor en el resto del planeta, esto apunta a una retroalimentación negativa de la respuesta del H_2O, en sus tres estados, a los cambios de temperatura. La Antártida no muestra una mayor sensibilidad porque no se ha calentado durante todo el MGW, independientemente del CO2 .

Existen múltiples mecanismos posibles de regulación de la temperatura por el H_2O, y la proposición de que el H_2O sólo actúa como una retroalimentación positiva rápida a los cambios de CO2 es demasiado simplista. La enorme masa de agua de los océanos de la Tierra y su lenta mezcla, añaden una gran inercia térmica que resiste los cambios de temperatura. La humedad atmosférica determina cómo los cambios de energía se traducen en cambios de temperatura, ya que el aire húmedo tiene una mayor capacidad calorífica y responde al mismo cambio de energía con un cambio de temperatura menor que el aire seco. La humedad atmosférica responde muy rápidamente a los cambios de temperatura mediante la evaporación y la condensación. Este mecanismo es proporcional a la disponibilidad de agua, y funciona mejor sobre los océanos que sobre la tierra, y muy poco sobre la criosfera, correlacionándose inversamente con los cambios de temperatura del MGW, que son mayores en el Ártico (amplificación polar), y menores sobre los océanos que sobre la tierra. A esto hay que añadir otros mecanismos de regulación de la temperatura específicos de cada región por el $H_{(2)}O$. La convección profunda es un fenómeno atmosférico tropical que tiene lugar cuando la superficie del océano tropical alcanza los 26-30 °C. El océano pasa de absorber energía a liberarla, y la convección lleva la energía muy arriba en la troposfera, enfriando el océano (Sud et al. 1999) y limitando eficazmente su temperatura máxima. El hielo marino polar es una retroalimentación negativa que libera calor cuando se forma en otoño, luego absorbe calor, cuando se derrite en primavera, y actúa como aislante impidiendo la pérdida de calor del océano durante el invierno. El efecto hielo-albedo es una retroalimentación positiva, en el sentido de que una disminución del hielo reduce el albedo, impulsando una mayor pérdida de hielo. Pero la retroalimentación hielo-albedo se ve atenuada porque la

extensión del hielo se mueve en sentido contrario a la luz solar (el máximo de hielo coincide con el albedo mínimo cuando está más oscuro), y por la elevada inclinación de los rayos solares en las latitudes polares, que hace que el agua sea más reflectante. Así pues, el efecto albedo no está impulsando el deshielo del mar Ártico, como demuestra la pausa de 13 años en la pérdida de extensión del hielo marino ártico en verano (2007-2021), tras haber perdido un 30% en el decenio anterior.

Debido a su enorme inercia térmica, a los cambios en sus tres estados, a la condensación de las nubes, a la regulación de la humedad y a la saturación efectiva de la absorción IR, el H_2O es un buen candidato para explicar la resistencia observada de las temperaturas planetarias al aumento del forzamiento por CO2 . Sólo en la criosfera, donde la humedad es muy baja y la sublimación un cambio de estado muy poco efectivo, el aumento de CO2 , y el aumento de partículas absorbentes de luz, están impulsando un deshielo no cíclico que afecta al SLR.

12.10 Atribución moderna del calentamiento global

La ciencia del clima tiene un importante problema de confianza respecto a la causa del reciente calentamiento global, y se debe al Calentamiento de principios del siglo XX (ETCW), el calentamiento más pronunciado en el registro climático instrumental anterior al calentamiento reciente. A menos que el ETCW pueda explicarse satisfactoriamente, no podemos confiar en nuestra atribución del calentamiento reciente. El ETCW, que tuvo lugar entre 1910 y 1945, fue de una magnitud comparable (0,5 °C frente a 0,6 °C) al Calentamiento de Finales del Siglo XX (LTCW) entre 1975-2000, aunque las emisiones de CO2 fueron varias veces inferiores durante el ETCW. Entre 1910-1945, el CO2 atmosférico aumentó una media de 0,5 ppm/año, mientras que entre 1975-2000 aumentó una media de 1,75 ppm/año, 3,5 veces más rápido. Estudios recientes (Hegerl et al. 2018) sugieren que los factores conocidos en los valores de sensibilidad climática aceptados solo pueden explicar la mitad del calentamiento como mucho. Como con cualquier cosa que no podemos explicar adecuadamente, etiquetan el período como anómalo en un sutil intento de descartar su relevancia. El comodín del enfriamiento por aerosoles se ha utilizado para apoyar el enfriamiento de 1945-1975, por lo que debería promover el enfriamiento también durante la ETCW, lo que hace más difícil explicar un calentamiento tan fuerte para un pequeño aumento de los GEI y un nivel de actividad solar que en realidad fue inferior a la media del siglo XX. Durante 1910-1945, el número medio mensual de manchas solares fue de 70,7, mientras que durante 1900-2000 fue de 90,9 (conjunto de datos mensuales WDC-SILSO). Si la actividad solar, la actividad volcánica, los GEI y los aerosoles son lamentablemente incapaces de explicar el ETCW, ¿qué lo causó?

El factor conocido que queda una vez descartados los forzamientos naturales y antropogénicos es la variabilidad interna debida a cambios en el transporte meridional (véase el Cap. 11). El problema es que el IPCC no asigna ningún papel a la variabilidad interna en el periodo 1951-2010 (SPM 2014 del IPCC; Fig. 12.12). Así que si el ETCW es realmente explicable en términos de variabilidad interna, entonces las causas del LTCW han sido mal diagnosticadas. Ya Schlesinger y Ramankutty (1994) identificaron que *"el rápido aumento de la temperatura media global entre aproximadamente 1908 y 1946, y la posterior inversión de este calentamiento hasta aproximadamente 1965, fueron el resultado de la oscilación en [las regiones del Atlántico Norte, América del Norte, Eurasia y África]".* La investigación sobre el ETCW en el Ártico también identifica la variabilidad oceánica interdecadal como el principal factor que contribuye al calentamiento observado (Tokinaga et al. 2017).

Para entender la causa del calentamiento del siglo XX, tanto a principios como a finales, y de los periodos de enfriamiento anteriores e intermedios, no hay que fijarse en la temperatura, sino en su velocidad de cambio. Como en dinámica, donde las fuerzas actúan sobre la velocidad de un cuerpo, no sobre su posición, los forzamientos climáticos actúan cambiando la tasa de cambio de la temperatura (la derivada de la temperatura en el tiempo). Los datos de la tasa de temperatura presentan una baja relación señal/ruido, por lo que es necesario promediarlos o suavizarlos para poder evaluarlos. En la Fig. 12.15a se muestra un suavizado gaussiano que reduce la variabilidad a la tasa decadal. La línea cero divide la tasa de temperatura en periodos en los que es positiva y se produce un calentamiento, aumentando la temperatura global, y periodos en los que es negativa y se produce un enfriamiento, disminuyendo la temperatura global. Analizada de este modo, la tasa de temperatura muestra correlación con la actividad solar, fuertemente modulada por la oscilación oceánica de 65 años (Fig. 12.15a). Sin duda, parte de este efecto se debe a la modulación solar de El Niño/Oscilación del Sur (ver Secc. 10.4).

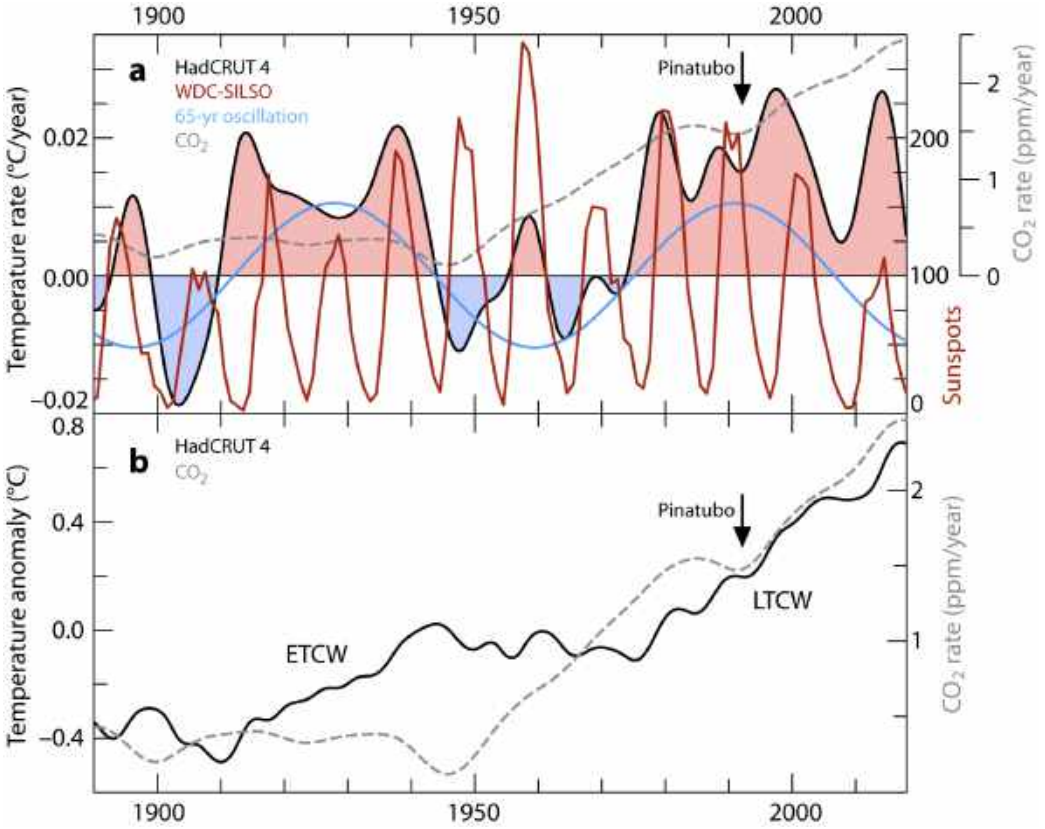


Fig. 12.15 Atribución moderna del calentamiento global

a) Línea negra, escala izquierda, suavizado gaussiano del cambio de temperatura en 12 meses entre enero de 1890 y marzo de 2021 para revelar cambios decenales. Datos de HadCRUT 4.6 global monthly surface temperature dataset, UK Met Office. Las áreas por encima o por debajo de la línea cero son proporcionales a la cantidad de calentamiento o enfriamiento observada, respectivamente. Línea roja oscura, escala interior derecha, número anual de manchas solares. Datos del WDC-SILSO, Real Observatorio de Bélgica. Línea discontinua gris medio, escala exterior derecha, aumento anual de CO2 suavizado por gaussianas. Datos hasta 1959 de Law Dome según Etheridge et al. (1996). Datos desde 1959 de Mauna Loa, NOAA. La sinusoide azul claro representa la oscilación de 65 años según Schlesinger & Ramankutty (1994), extrapolada hasta 2021 y con amplitud arbitraria. **b)** Línea negra, escala izquierda, suavizado gaussiano de la anomalía de la temperatura global en superficie promediada en 13 meses con referencia 1961-1990. Datos de HadCRUT 4.6 global monthly surface temperature dataset, UK Met Office. Línea discontinua gris media, escala derecha, aumento anual de CO2 suavizado por gauss como en (a). Se indica la erupción volcánica del Pinatubo.

La variabilidad decenal del índice de temperatura muestra una clara correspondencia con la variabilidad decenal de la actividad solar, mientras que la variabilidad interdecadal muestra una clara correspondencia con una oscilación sinusoidal de 65 años que representa la oscilación interdecadal con el periodo y la fase identificados por Schlesinger y Ramankutty (1994). El forzamiento volcánico sólo muestra un efecto claro para la erupción del Pinatubo de 1991 (Fig. 12.15, flechas) que interrumpió brevemente el aumento del CO2 atmosférico y redujo temporalmente la tasa de calentamiento, afectando a su correlación con la actividad solar durante los ciclos solares 22 y 23. El efecto del aumento del CO2 , tal vez compensado por el aumento de los aerosoles, sólo se hace evidente después de la erupción del Pinatubo, cuando el área por debajo de la tendencia de la temperatura, que representa la cantidad de calentamiento, es mayor de lo que debería corresponder únicamente a la actividad solar y a la variabilidad interna.

El periodo frío de 1910, según esta interpretación atributiva, se debió a la coincidencia de una baja actividad solar y el mínimo de la oscilación de 65 años. El calentamiento de 1910-1945 se debió a la cooperación entre el aumento de la actividad solar y el máximo de la oscilación de 65 años. En el periodo 1945-1975 el enfriamiento fue menor porque la baja oscilación de 65 años coincidió con una actividad solar muy alta que la contrarrestó. El periodo de calentamiento 1975-2005 se debe principalmente a la elevada actividad solar y al máximo de la oscilación de 65 años, con una contribución significativa del aumento de CO2 .

El calentamiento inusual del siglo ^{XX}se debe principalmente a la coincidencia de dos máximos en la oscilación de 65 años dentro del siglo, y a un nivel inusualmente alto de actividad solar que redujo el enfriamiento de mediados ^{del} siglo XX y aumentó el LTCW. Si interpretamos el papel de la oscilación interdecenal como una redistribución del calor de los mínimos a los máximos de la oscilación, entonces esta interpretación de la atribución del MGW asigna el 10-20% del aumento de temperatura del siglo XX a los GEI, y el 80-90% a la actividad solar. El MSM es un periodo de 70 años con una actividad solar superior a la media. Es el periodo más largo de los 320 años de registro de manchas solares. Dado que sabemos por

proxies que la actividad solar fue muy baja la mayor parte del tiempo durante la LIA, podemos afirmar que el Máximo Moderno representa el periodo más largo de alta actividad solar de los últimos 600 años. Casi un evento de tipo milenario. El hecho de que el Máximo Moderno coincida con el mayor periodo de calentamiento de los últimos 600 años no debe considerarse una coincidencia sin relación.

Una prueba de esta interpretación está a punto de tener lugar. La extrapolación de los forzamientos representados en la Fig. 12.15a indica que hemos entrado, por primera vez desde 1900, en un periodo en el que la baja actividad solar coincide con un mínimo en la oscilación de 65 años. Si ambos juntos representan la mayor parte de la tasa de cambio de temperatura observada, el resultado sólo puede ser una tasa negativa (es decir, enfriamiento), que podría haber comenzado en febrero de 2016. Si el aumento de los GEI es responsable de la mayor parte del calentamiento observado desde 1951 y la actividad solar y la variabilidad interna han desempeñado un papel muy modesto en el mejor de los casos, como afirma el IPCC (Fig. 12.12), entonces es inevitable que se produzca más calentamiento mientras el CO2 siga aumentando.

12.11 Conclusiones

12a. El Calentamiento Global Moderno es uno de varios periodos de calentamiento multi-centenarios que han tenido lugar en los últimos 3000 años.

12b. Los ciclos climáticos del Holoceno proyectan que el periodo 1600-2100 d.C. debería ser un periodo de calentamiento.

12c. Una consiliencia de pruebas apoya el postulado de que el Calentamiento Global Moderno está dentro de la variabilidad del Holoceno.

12d. El Calentamiento Global Moderno muestra un inusual retroceso no cíclico de la criosfera. La contracción parece haber deshecho la mayor parte del avance Neoglaciar.

12e. El último cuarto (70 años) del Calentamiento Global Moderno se caracteriza por unos niveles de CO2 extremadamente altos, inusuales y en rápido aumento, más altos que en cualquier otro momento del Pleistoceno Tardío. Este aumento del CO2 es de origen humano.

12f. El aumento de la temperatura en los últimos 120 años no muestra ninguna aceleración perceptible, y contrasta con la aceleración del forzamiento de CO2 .

12g. El nivel del mar ha estado aumentando durante los últimos 200 años, y su modesta aceleración durante más de un siglo no muestra una respuesta perceptible durante las últimas décadas al forzamiento antropogénico fuertemente acelerado.

12h. Las pruebas disponibles sólo pueden apoyar una mayor sensibilidad al aumento de CO2 en la criosfera, limitada por su sensibilidad al aumento de partículas absorbentes de luz. Ambos impulsan un deshielo inusual y una pequeña aceleración a largo plazo de la subida del nivel del mar. El resto del planeta muestra una sensibilidad menor, lo que indica una retroalimentación negativa por parte del $H_{(2)}O$, que impide que el CO2 tenga el mismo efecto en otros lugares.

12i. Las interpretaciones de la atribución del calentamiento global basadas en la tasa de cambio de la temperatura apuntan a la actividad solar como principal causa del Calentamiento Global Moderno, con una contribución significativa de los GEI sólo en la última parte del mismo.

13. EL CAMBIO CLIMÁTICO DEL SIGLO XXI

"El futuro es incognoscible, pero el pasado debería darnos esperanza".
Winston S. Churchill (1958)

13.1 Introducción

El criterio de falsabilidad de Karl Popper para la ciencia exige que las hipótesis no sólo expliquen las evidencias conocidas, sino que también sean comprobables mediante evidencias aún desconocidas. Sin embargo, surge un problema cuando cualquier predicción ex-ante fallida hecha por una hipótesis, puede ser explicada post-hoc de múltiples maneras dejando la hipótesis casi intacta. Un ejemplo es la pausa en el calentamiento global que tuvo lugar entre 1998 y 2014, mientras que el calentamiento acelerado era la predicción sobresaliente de la hipótesis del CO2 para el siglo XXI (IPCC 1990 SPM). La pausa se explicó de múltiples maneras (véase: Nature Climate Change vol. 4, número 3, 2014, y Nature 2014 Focus: Recent slowdown in global warming), que es lo mismo que decir que no se explicó adecuadamente. Para cumplir el criterio científico de Karl Popper, la hipótesis del CO2 del cambio climático debe hacer predicciones que no puedan explicarse a posteriori cuando fallan. Al exigir medidas urgentes sobre las emisiones de CO2 , las predicciones que pueden falsear la hipótesis se están haciendo para un periodo que termina en 2100, a 80 años vista. Su falsabilidad se está adelantando en el tiempo hasta que ya no importe para las decisiones políticas actuales.

Como cualquier otra actividad, la previsión ha sido objeto de estudios sistemáticos, y tres de los mayores expertos en principios de previsión han establecido la regla de oro de la previsión: *"ser conservador ateniéndose a los conocimientos acumulados sobre la situación y sobre los métodos de previsión"* (Armstrong et al. 2015). La investigación ha demostrado que ignorar las directrices deducidas de la regla de oro aumenta enormemente el error de previsión. Sin embargo, las previsiones climáticas están dominadas por predicciones radicales, muchas de ellas absurdas, a las que sin embargo se presta una atención positiva desproporcionada. Dos de los autores (Green & Armstrong 2007) analizaron el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC, concluyendo que sus previsiones no eran el resultado de procedimientos científicos, sino *"las opiniones de científicos transformadas por las matemáticas y oscurecidas por una escritura compleja"*, y advirtieron de que las investigaciones sobre previsión han demostrado que las predicciones de los expertos no son útiles en situaciones de incertidumbre y complejidad. Investigaciones anteriores de Philip E. Tetlock ya habían demostrado que las previsiones de los expertos suelen ser peores que los algoritmos básicos de extrapolación, y que existe una perversa relación inversa entre fama y precisión en las previsiones (Tetlock 2005).

Con ese conocimiento podemos intentar predecir de forma conservadora el futuro cambio climático para las próximas décadas. La premisa de partida para la previsión conservadora que aquí se presenta, derivada de las evidencias pasadas y presentes del cambio climático, es que los gases de efecto invernadero (principalmente el CO2), la variabilidad solar y las oscilaciones oceánicas son variables climáticas significativas en el marco temporal centenario considerado. Es importante señalar que las previsiones sólo tienen en cuenta un número muy limitado de variables y que el resto se supone invariable. Esta necesaria simplificación significa que, a medida que aumenta el tiempo, disminuye la probabilidad de que una previsión sea correcta, incluso si las variables consideradas se proyectan correctamente. Al fin y al cabo, el futuro es incognoscible.

13.2 Evolución de las emisiones de CO2 y de los niveles atmosféricos

Es muy probable que los niveles atmosféricos de CO2 sigan aumentando durante los próximos 30 años, aunque se produzcan cambios en el ritmo de emisiones. Debido al gran tamaño de los almacenes, sumideros y fuentes naturales, la tendencia de los niveles atmosféricos de CO2 responde lentamente a los cambios en las emisiones. La disminución del 7% de las emisiones provocada por la respuesta de la sociedad a la pandemia de COVID-19 en 2020 (Le Quéré et al. 2021) es, como era de esperar, indetectable en los niveles atmosféricos un año después. Una previsión conservadora extrapolando el aumento de los valores de CO2 desde 1960 da 498 ppm de CO2 para 2050.

En cuanto a las emisiones de CO2 , el fracaso de las proyecciones anteriores demuestra lo difícil que es prever las emisiones futuras. Es muy fácil extrapolar el consumo de combustibles fósiles que ha experimentado un crecimiento continuo durante más de un siglo, pero es muy probable que varios factores tengan un impacto significativo en la producción de combustibles fósiles para el periodo 2022-2050, lo que convierte una simple extrapolación en una previsión no realista. La previsión de población de la ONU muestra que se está produciendo un cambio demográfico profundo e inevitable (United Nations DESA 2017). La proyección de la variante media de la ONU muestra que todas las regiones, excepto África, alcanzarán su pico de población en 2050. La población mayor de 60 años es el grupo de crecimiento más rápido y para 2050 todas las regiones del mundo, excepto África, tendrán al menos una cuarta parte de su población mayor de 60 años. La demografía de la población sugiere una creciente presión negativa sobre el uso de energía per cápita, cuyo aumento ha sido impulsado en el siglo XXI por la creciente clase media asiática. En los países con una elevada tasa de dependencia de la

tercera edad (número de personas mayores de 64 años por cada 100 personas en edad de trabajar), lo que se observa es una disminución del uso de energía per cápita con el paso del tiempo (Fig. 13.1). La antigua política china del hijo único va a convertir muy rápidamente su dividendo demográfico en una carga demográfica. La población activa de China ya ha tocado techo en 2010, y en 2040 debería tener una tasa de dependencia de la tercera edad similar a la de Japón.

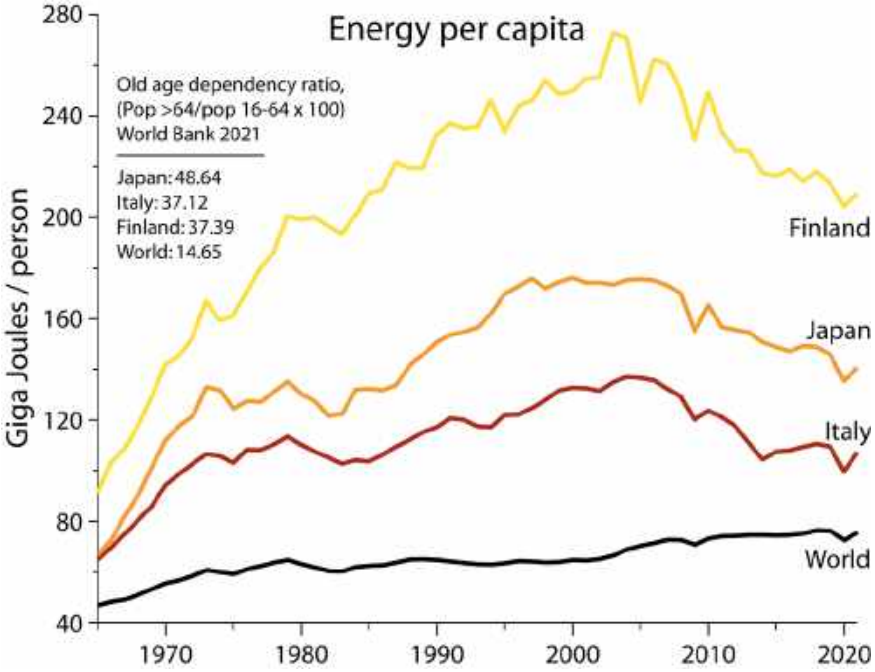


Fig. 13.1 Disminución de la energía per cápita en los países con población envejecida
Consumo de energía primaria en Giga Joules por persona, para el mundo (línea negra) y los tres países con mayor tasa de dependencia de la tercera edad (número de personas mayores de 64 años por cada 100 personas en edad de trabajar. Italia, rojo oscuro; Japón, naranja; Finlandia, amarillo). La población de Japón disminuye desde 2010, la de Italia desde 2014, mientras que la de Finlandia sigue creciendo. Fuente de los datos: BP Statistical Energy Review (2022), y Banco Mundial.

Además de una fracción creciente de personas mayores, la disminución de la población también debería reducir la demanda total de energía. Desde el punto de vista de la oferta, la producción de carbón está mostrando una inesperada falta de crecimiento, y en general se espera que la producción de petróleo alcance su punto máximo en el periodo 2022-2050 por diversas razones, como la reducción del rendimiento energético de la energía invertida (EROEI, que se manifiesta en el aumento de los costes de producción), la transición energética principalmente hacia el gas natural, pero también hacia fuentes de energía alternativas, y las políticas mundiales activas para reducir la quema de petróleo y carbón.

Debido a estos y otros factores económicos, nuestras emisiones de CO2 han crecido más lentamente en los últimos años, habiendo alcanzado ya su valor medio quinquenal más bajo desde que hay registros (Fig. 13.2, línea morada). Nuestras emisiones crecen ahora a un ritmo similar al del RCP 4.5 (Fig. 13.2, línea negra). Si continúa la ralentización de la tendencia actual, debería iniciarse una disminución de las emisiones de CO2 antes de 2050 y debería continuar en un futuro previsible, a menos que cambien las tendencias demográficas. La ralentización de la tasa de emisiones comenzó años antes del Acuerdo de París, por lo que es poco probable que una recuperación de los efectos de la pandemia COVID-19 cambie el signo de esa tendencia.

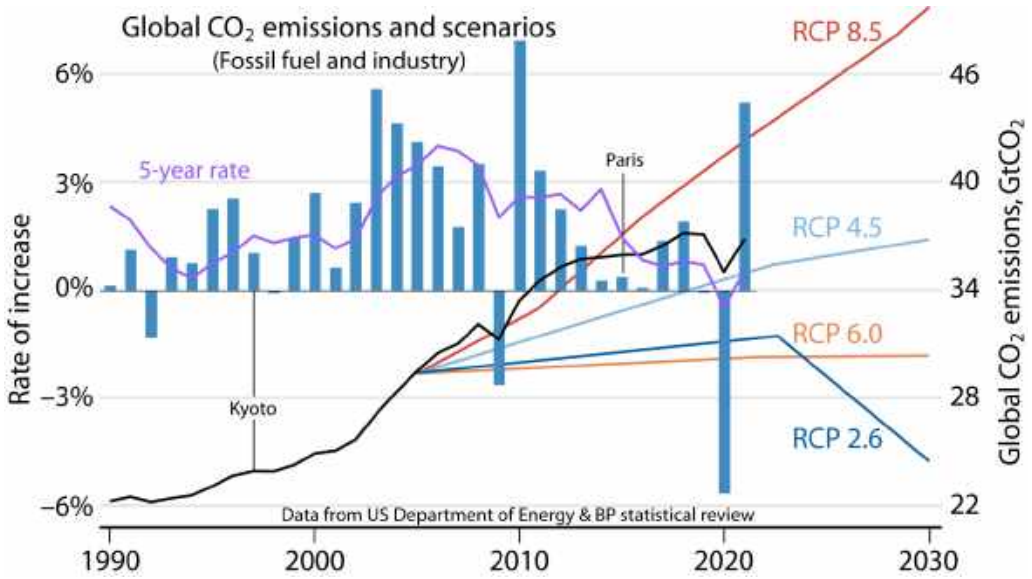


Fig. 13.2 Las emisiones mundiales de CO2 se desaceleran
Tasa porcentual anual de aumento de las emisiones mundiales de CO2 procedentes de combustibles fósiles y de la industria (barras azules, escala izquierda), y su media de 5 años (línea morada, escala izquierda). Emisiones mundiales de CO2 procedentes de los combustibles fósiles y la industria, en gigatoneladas de CO2 (línea negra, escala derecha). Emisiones de CO2 consideradas por los cuatro escenarios de emisiones del AR5 del IPCC en las cuatro vías de concentración representativas (líneas de color, escala derecha). Desde 2011, nuestras emisiones crecen a un ritmo similar al del RCP 4.5. Fuente: Gilfillan et al. (2019). Datos para 2017-21 de BP Statistical Energy Review (2022), añadiendo estimaciones de contribución del cemento y la quema en antorcha. Datos RCP del AR5 del IPCC.

¿Qué ocurriría con los niveles atmosféricos de CO2 en un escenario probable de disminución de las emisiones a partir de 2050? Este escenario es similar al RCP 4.5, que muestra una estabilización del CO2 atmosférico en torno a 500 ppm (van Vuuren et al. 2011). Sin embargo, los sumideros de carbono han sido una fuente considerable de sorpresas positivas para los investigadores del clima. En primer lugar, fue el "sumidero perdido" (Schindler 1999), ya que no se podía explicar adónde iba a parar el CO2 emitido que no permanecía en la atmósfera. Los ecologistas tardaron en aceptar que la biosfera se estaba expandiendo y reverdeciendo en respuesta al aumento del CO2 y el calentamiento, a pesar de que el efecto contrario estaba bien documentado durante los periodos glaciares. Entonces, los climatólogos empezaron a preocuparse por la saturación de los sumideros de carbono terrestre (Canadell et al. 2007) y oceánico (Schuster & Watson 2007). Sin embargo, se ha descubierto lo contrario, y los sumideros en realidad están aumentando su tasa de absorción (Keenan et al. 2016). Si en la década de 1960 absorbían c. 40% de nuestras emisiones de CO2 , ahora están absorbiendo c. 50% de nuestras emisiones actuales, mucho mayores (Fig. 13.3; Hansen et al. 2013).

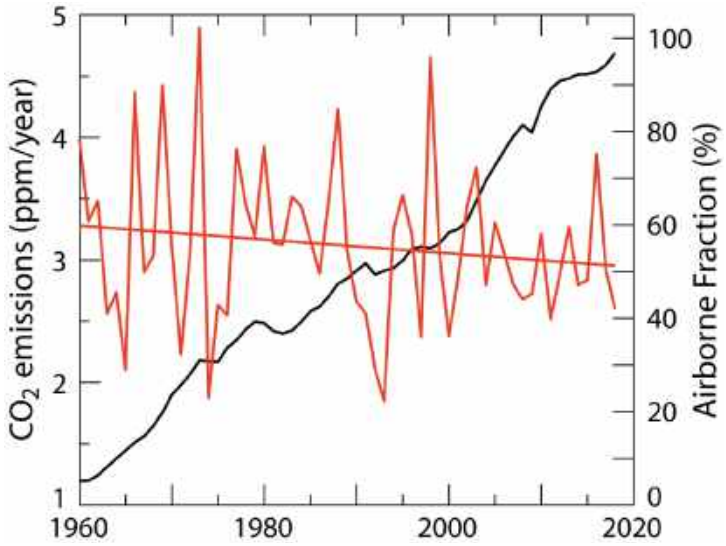


Fig. 13.3 Disminución de la fracción aérea
La fracción aerotransportada (rojo) es la fracción de nuestras emisiones de CO2 (negro, en ppm de CO2 equivalente) que permanece en la atmósfera cada año. La tendencia decreciente muestra cómo, con el tiempo, una parte menor de nuestras emisiones, mucho mayor,

permanece en la atmósfera. Según Hansen, et al. (2013). Datos de CO2 atmosférico de Mauna Loa, NOAA. Las emisiones en Gt de carbono de Le Quéré et al. (2018), se convirtieron a CO2 multiplicando por 3,664, y después a ppm dividiendo por 7,8.

La razón por la que los sumideros están absorbiendo más CO2 de la atmósfera es que estamos más lejos del equilibrio. Dado que el CO2 atmosférico cambiaba muy lentamente antes de las emisiones antropogénicas procedentes de combustibles fósiles, cabe suponer que los sumideros (K) y las fuentes (S) estaban en equilibrio a 280 ppm ($\Delta K = \Delta S$). Debido al calentamiento, los océanos liberan c. 16 ppm/° C, por lo que el equilibrio actual es de c. 290 ppm. Como el nivel actual (c. 400 ppm) está por encima del nivel de equilibrio, los sumideros son mayores que las fuentes ($\Delta K > \Delta S$), y cuanto más nos alejemos del equilibrio, mayor será la diferencia entre sumideros y fuentes ($\Delta K-\Delta S$). Si estabilizamos las emisiones (E) cerca de los niveles actuales, como sugiere la tendencia actual, la diferencia entre sumideros y fuentes seguirá aumentando hasta igualar las emisiones ($\Delta K-\Delta S = E$), alcanzando un nuevo equilibrio para unas emisiones constantes. Dado que nos encontramos c. 120 ppm por encima del equilibrio y que los sumideros absorben el 50% de nuestras emisiones ($\Delta K-\Delta S = 0,5E$), puede calcularse que, para unas emisiones actuales constantes, el nuevo equilibrio se sitúa 240 ppm (120/0,5) por encima del valor de equilibrio actual de 290 ppm, es decir, 530 ppm.

Dadas unas emisiones constantes a los niveles actuales, el CO2 atmosférico debería aumentar con una tasa logarítmicamente decreciente hacia las 530 ppm, momento en el que los sumideros deberían igualar a las fuentes más las emisiones ($\Delta K = \Delta S + E$). Uno de los mayores errores en el debate sobre el cambio climático es suponer que necesitamos cero emisiones para estabilizar los niveles de CO2 . Las reservas de carbono de los océanos profundos son tan grandes que los sumideros de carbono pueden considerarse ilimitados en términos de emisiones antropogénicas. El planeta ha soportado perturbaciones mucho mayores de los niveles atmosféricos de CO2 en el pasado, como demuestran las grandes excursiones de $\delta^{13}C$ asociadas a la formación de grandes provincias ígneas que se formaron a lo largo de decenas de miles de años. La hipótesis del IPCC predice que, con emisiones constantes, debería producirse un aumento constante de los niveles atmosféricos de CO2 y que la fracción aérea de CO2 antropogénico debería aumentar a medida que se saturan los sumideros. Sin embargo, si estabilizamos nuestras emisiones de CO2 , al cabo de sólo 10 años debería ser evidente en que la fracción aerotransportada de CO2 procedente de combustibles fósiles está disminuyendo y que el ritmo de aumento del CO2 atmosférico total se está ralentizando. Una vez más, estamos preparados para otra sorpresa positiva de los sumideros de carbono. Las emisiones de CO2 de los combustibles fósiles crecen ahora más lentamente (Fig. 13.2) y existe la posibilidad de que disminuyan en unas décadas. Una vez que nuestras emisiones disminuyan, el CO2 atmosférico empezará a disminuir lentamente, a medida que los sumideros y las fuentes se equilibren con la disminución de nuestras emisiones.

13.3 Cambios en los combustibles fósiles

La mayor parte de nuestras emisiones de CO2 se debe a la quema de combustibles fósiles, por lo que se requiere un análisis somero de la producción futura de combustibles fósiles para una previsión más precisa de los niveles futuros de CO2 . La producción de carbón alcanzó su máximo en 2013 y muestra una tendencia plana en los últimos 10 años (BP Statistical Energy Review 2022; Fig. 13.4). El descenso de la producción de carbón ha sido totalmente inesperado. Probablemente se vea favorecido por una tendencia al alza en las jubilaciones de centrales de carbón que alcanza los 30 GW/año (Shearer et al. 2017), ya que muchas centrales de carbón son muy antiguas, y por el efecto de la pandemia de COVID-19. Hay planes para aumentar el número y la capacidad de las centrales de carbón en todo el mundo y la producción de carbón debería aumentar de nuevo, pero la tasa de implementación de centrales de carbón ha sido baja últimamente (37% para el período 2010-2016), con la mayoría de los proyectos de centrales detenidos, cancelados o archivados. De enero de 2016 a enero de 2017, la cantidad de capacidad energética de carbón en planificación previa a la construcción disminuyó de 1.090 a 570 GW (Shearer et al. 2017). Es posible una mayor producción de carbón en el futuro, en particular con la crisis energética provocada por la guerra ruso-ucraniana de 2022, porque las reservas de carbón son abundantes y el carbón es más barato que otros combustibles, pero como el carbón está siendo sustituido cada vez más por el gas y otras fuentes de energía, es poco probable que la producción de carbón vuelva al vigoroso crecimiento del período 2002-2011. La inesperada caída de la producción de carbón entre 2013 y 2020 aumenta las posibilidades de que el pico de producción de carbón se produzca varias décadas antes de lo previsto. ExxonMobil (2018) Outlook for Energy sitúa el pico del carbón en 2025. No podemos descartar la posibilidad de que el Pico del Carbón ya haya tenido lugar.

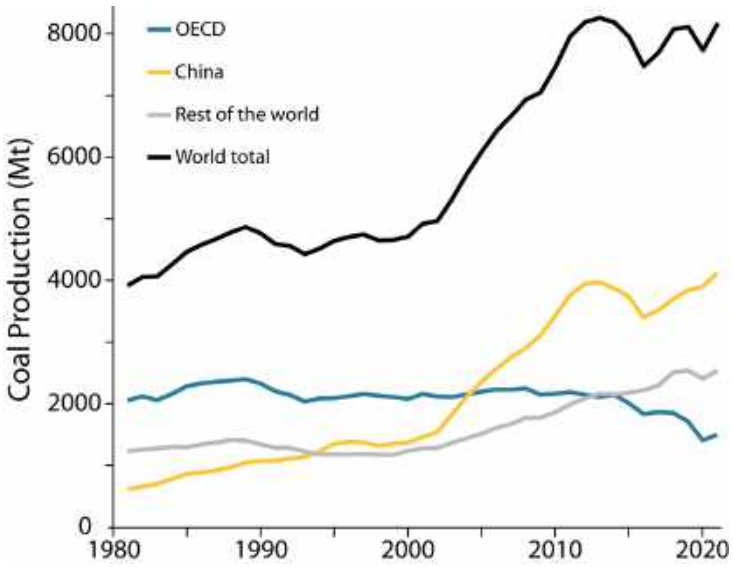


Fig. 13.4 Falta de crecimiento de la producción de carbón desde 2013
Producción de carbón 1981-2021 en millones de toneladas para el mundo (línea negra), China (línea naranja), OCDE (línea azul) y resto del mundo (línea gris). Fuente de los datos: BP Statistical Energy Review (2022).

El petróleo es el combustible fósil menos abundante. Varios indicios apuntan a que nos acercamos al final del crecimiento del petróleo (Peak Oil). El petróleo se clasifica por su densidad (peso específico) y, con el tiempo, la proporción de petróleo ligero procedente de formaciones compactas, condensado líquido de gas natural y petróleo pesado ha ido creciendo a expensas del petróleo de densidad intermedia, más deseable. También está claro para cualquiera que no tendríamos que recurrir a la fracturación de rocas de esquisto con agua a alta presión para obtener pozos poco productivos que declinan un 75% en sólo tres años, si aún pudiéramos obtener suficiente petróleo por métodos más convencionales.

La impresión de que el pico del petróleo se acerca se confirma analizando la curva de crecimiento del petróleo. Durante los últimos 30 años, el crecimiento del petróleo ha disminuido de c. 2% a c. 1% (Fig. 13.5). Se trata de un periodo en el que la producción de petróleo no se ha visto limitada, y se podría haber producido más petróleo si hubiera existido más demanda. El declive puede atribuirse a multitud de factores, como la tasa de crecimiento de la economía mundial, el aumento de la eficiencia en el uso del petróleo, los cambios económicos que reducen la intensidad energética, los cambios demográficos y las políticas activas para reducir el consumo de petróleo. Si se mantiene esta tendencia a largo plazo, se espera que el pico del petróleo se alcance hacia 2065, cuando debería cesar el crecimiento del petróleo, pero la extensión lineal de la tendencia es una forma de previsión poco acertada. Aunque es difícil imaginar escenarios realistas que inviertan una tendencia decreciente de 37 años en el crecimiento del petróleo, hay varios escenarios que podrían acelerar el Pico del Petróleo. La obtención de petróleo a partir de formaciones geológicas más difíciles conduce a un petróleo de mayor coste que, para ser sostenible a largo plazo, debe reflejarse adecuadamente en el precio del petróleo, y debería promover la sustitución del petróleo. El rendimiento energético neto de nuestras operaciones petrolíferas globales está disminuyendo, convirtiéndose en un proceso menos eficiente y competitivo. La preocupación por las emisiones de CO2 también está impulsando la sustitución del petróleo con políticas que, por ejemplo, apoyan el aumento de los vehículos eléctricos.

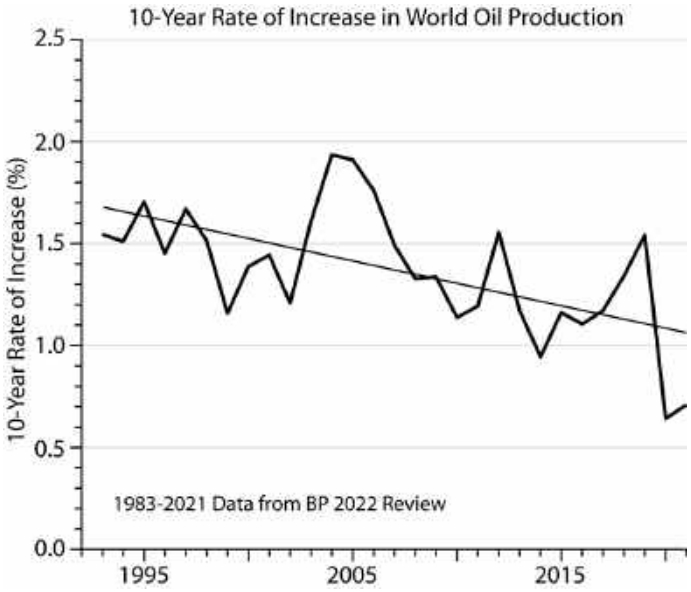


Fig. 13.5 Disminución de la tasa de variación de la producción mundial de petróleo
Media decenal de la variación porcentual de la producción de petróleo entre 1983 y 2021 con su tendencia lineal. Fuente de los datos: BP Statistical Energy Review (2022).

La previsión conservadora de la producción de petróleo que aquí se propone contrasta fuertemente con todas y cada una de las proyecciones oficiales de la Agencia Internacional de la Energía, la Administración de Información Energética de EE.UU., British Petroleum Statistical Review of World Energy o ExxonMobil Outlook for Energy, ya que ninguna de ellas prevé un descenso de la producción mundial de petróleo para las próximas décadas. Por lo tanto, cabe preguntarse si es realmente conservador predecir un Pico Petrolero en las próximas tres décadas. Al fin y al cabo, la previsión de que todo siga igual ha demostrado ser superior hasta ahora, a pesar de las repetidas afirmaciones de un Pico del Petróleo inminente en el pasado. Cada uno debe decidir al respecto, y el autor ha expuesto las razones que le llevan a creer que el Pico del Petróleo es una predicción conservadora. El autor también cree que ninguna proyección oficial anticipará jamás un declive de la producción, ya que no pueden permitirse equivocarse al respecto. Sólo verán un declive después de que se esté produciendo y, por tanto, no tienen valor predictivo. La falta de crecimiento de la producción de carbón desde 2013 es un ejemplo. Nunca se predijo antes de que tuviera lugar, pero sí en algunos escenarios posteriores. El último pico de producción de petróleo (crudo + condensado) se estableció en noviembre de 2018 y es anterior a la crisis COVID- en más de un año. Es probable que este pico de petróleo se mantenga durante varios años, una situación que no tiene precedentes. El gasto de capital en exploración petrolera ha sido insuficiente desde 2015 y los nuevos descubrimientos de petróleo se encuentran en un mínimo multidecenal. Encima de esta situación, la respuesta a la pandemia de COVID-19 ha sido muy negativa para el gasto de capital y la producción de petróleo, y es probable que la situación continúe porque la crisis económica mundial inducida por COVID, agravada por la guerra de Ucrania y las consecuencias de las sanciones, va a ser grave y plurianual.

Si el Pico del Petróleo tiene lugar antes de 2050 (o ha tenido lugar en 2018, como cree este autor), la falta de crecimiento del petróleo tendrá que compensarse con otras fuentes de energía, si queremos que el consumo mundial de energía siga creciendo sin verse afectado. Aunque nuestra respuesta al Pico del Petróleo podría ser aumentar nuestro consumo de carbón, es razonable suponer que también lo sustituiremos por gas y otras fuentes de energía, lo que conllevará una disminución de las emisiones de CO_2 . Una respuesta probable será también una reducción del consumo de energía per cápita que ya están mostrando varios países (Fig. 13.1). Los escenarios de cambio climático que tienen en cuenta las emisiones de GEI deben tener en cuenta la reducción casi inevitable de nuestras emisiones de CO_2 durante el siglo XXI para evitar ser poco realistas.

13.4 Cambios en la actividad solar

Predecir la actividad solar ha resultado difícil. Actualmente no se conoce ningún mecanismo que pueda explicar la variabilidad solar a largo plazo, y hasta ahora no se ha demostrado una predicción precisa más allá del siguiente ciclo. La predicción de ciclos aprovecha la presencia de características repetitivas como los mínimos solares extendidos cada c. 100 años (mínimos centenarios) identificados a partir de la actividad pasada, a pesar de no saber qué los causa. El ser humano fue capaz de predecir las estaciones miles de años antes de poder explicarlas.

La actividad solar ha ido en aumento durante los últimos 300 años según las observaciones de manchas solares y los indicadores solares (Fig. 13.6a, línea de tendencia). El ciclo solar centenario de Feynman (Feynman & Ruzmaikin 2014; véase la Sección 8.6) define tres oscilaciones (F1-F3, Fig. 13.6a) delimitadas por los mínimos más bajos de manchas solares cada c. 100 años. La última oscilación, F3, tiene el mayor número medio de manchas solares (93,4 SN/año). Este periodo, y en

particular entre 1935-2004, se ha denominado el Máximo Solar Moderno (MSM; Kobashi et al. 2015). Actualmente nos encontramos en un mínimo centenario extendido de actividad solar entre F3 y F4, que debería denominarse mínimo solar de Clilverd, ya que Clilverd et al. (2006) fueron capaces de predecirlo. La predicción basada en el ciclo indica que debería afectar principalmente a los ciclos solares (SC) 24 y SC25, con un aumento de la actividad solar posterior. SC25 ya ha sido pronosticado como intermedio entre SC24 y SC20 por el método de campos polares fiables (Svalgaard 2018), apoyando la predicción del ciclo.

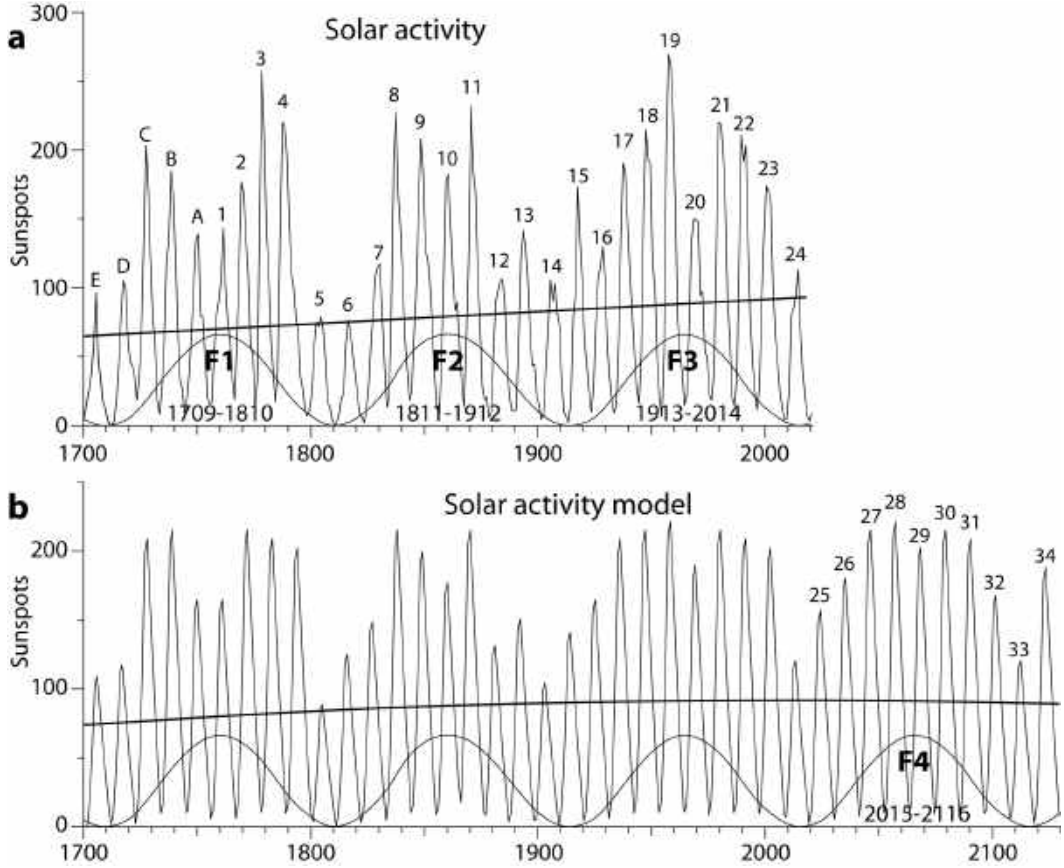


Fig. 13.6 Predicción de manchas solares basada en ciclos de actividad solar
a) Número anual internacional de manchas solares 1700-2020 en negro, con tendencia lineal ascendente. La periodicidad centenaria de Feynman representada como una curva sinusoidal con mínimos en los momentos de menor número de manchas solares, definiendo los periodos centenarios F1-F3, con su extensión indicada por las fechas de abajo. F3 muestra la mayor actividad solar de los tres. F2 se vio afectado por la presencia de un mínimo de ciclo bicentenario (de Vries) en SC12-13. Fuente de los datos: WDC-SILSO, Real Observatorio de Bélgica, Bruselas. **b)** Modelo solar construido a partir de las propiedades espectrales de la actividad solar de los registros cosmogénicos y los registros de manchas solares. El modelo supone una actividad máxima por defecto para cada ciclo que luego se reduce en función de la distancia a los mínimos de los cinco ciclos considerados: ciclos de 2500 años, 1000 años, 210 años, 100 años y 50 años. Las fechas y periodos de los ciclos deducidos de la actividad pasada se proyectan hacia el futuro, lo que produce una previsión de actividad solar para 2022-2130. El F4 coincidirá con un pico en el ciclo milenario Eddy identificado a partir de los registros solares indirectos del Holoceno, y es probable que tenga más manchas solares que el F3 a pesar de que se espera otro ciclo de Vries bajo para SC31-32. SC1, SC10, SC20 y SC29 constituyen mínimos en la periodicidad solar pentadecenal, que reduce el número de manchas solares en el pico de la periodicidad centenaria.

Una previsión basada en el ciclo para 2020-2050 debe tener en cuenta la periodicidad centenaria. Los análogos para SC25-27 son SC6-8, y SC15-17. Además, dado que la actividad solar a largo plazo está aumentando dentro de la periodicidad milenaria hacia su máximo de 2050-2100, SC25-27 debería tener mayor actividad que SC15-17, ya que ese periodo tuvo mayor actividad que SC6-8 (Fig. 13.6). Por tanto, la previsión es:

- SC25 debería estar ligeramente por encima de SC24, pero por debajo de SC23
- SC26 también debería ser superior a SC24 y similar a SC23
- SC27 debería ser similar a SC22

De 2022 a 2035, se prevé que la actividad solar sea inferior a la media. De 2035 a 2055, la actividad debería aumentar de forma inversa a la disminución de 1980-2000 (Fig. 13.6). SC29 debería tener una actividad solar algo reducida debido a la

periodicidad pentadecenal que también afectó a SC20 y SC10. A partir de 2080 la actividad solar debería disminuir debido a la periodicidad bicentenaria (de Vries) que afecta a la actividad solar unas décadas antes de los mínimos centenarios.

En resumen, la actividad solar del siglo ^{XXI}debería ser similar o ligeramente superior a la del siglo XX, debido a que nos encontramos en el pico del ciclo solar milenario de Eddy. Este nivel de actividad solar corresponde al 25% más alto del Holoceno, y sin duda está contribuyendo al actual periodo cálido. Una actividad solar inferior a la media sólo debería tener lugar en el periodo 2006-2035. El Sol debería favorecer el calentamiento durante el periodo 2035-2100, pero debería alcanzar su actividad milenaria máxima durante el periodo 2050-2080.

13.5 Un gran mínimo solar a mediados del siglo XXI es altamente improbable

La predicción de un gran mínimo solar a mediados del siglo XXI rompe la regla de oro de la previsión, ya que se trata de una predicción no conservadora. Sorprendentemente, un gran número de autores de renombre que cuestionan la hipótesis del CO2 han abrazado la hipótesis del 21(st) C-SGM. En el primer número de la revista Pattern Recognition in Physics, famoso por las razones equivocadas, N.-A. Mörner y dieciocho autores más firmaron una carta (Mörner et al. 2013), en la que exponían una conclusión y dos implicaciones que cuestionaban la interpretación del IPCC sobre el cambio climático y provocaron el cese de la revista por parte de sus propietarios. De interés aquí es la segunda implicación que sirvió de base para dudar de las afirmaciones del IPCC: *"Varios artículos han abordado la cuestión de la evolución del clima durante el siglo XXI. Obviamente, vamos camino de un gran mínimo solar".*

No existen pruebas convincentes de un 21stC-SGM que justifiquen una previsión tan poco conservadora. Abdussamatov (2013) fue probablemente el primero en escribir sobre este tema en ruso en 2007, pero confunde el actual mínimo centenario con uno bicentenario, e ignora el efecto modulador del ciclo solar de Bray de 2500 años sobre la amplitud del ciclo bicentenario (de Vries). Pero el consenso se disuelve al escrutinio, ya que muchos de esos autores no han publicado sobre el tema, y Scafetta (2014), y Charvátová & Hejda (2014) en realidad no predicen un 21stC-SGM, pero un manso, run-of-the-mill, centenario bajo. Charvátová prevé para SC24-26 una actividad casi idéntica a la de SC12-14, muy lejos de los valores bajos de la SGM. Mörner, el primer firmante, estaba tan convencido de la próxima 21stC-SGM que no presentó ninguna prueba en sus numerosos artículos sobre el tema (Mörner 2015). Salvador (2013), y Shepherd et al. (2014) se basan en diferentes modelos para su predicción de la 21(st) C-SGM, el primero un modelo de par de mareas, y el segundo un modelo de dinamo solar. El modelo de Salvador cuestiona la proximidad del pico milenario de actividad solar, con una proyección de 160 años de actividad solar muy baja, mientras que el modelo de dinamo del grupo de Zharkova no refleja adecuadamente la actividad solar pasada. Junto con el pronóstico basado en evidencias de Steinhilber & Beer (2013), todos ellos tienen el problema de que el muy fiable método de los campos polares ya ha pronosticado un SC25 con más actividad que el SC24 (Svaalgard 2018), contradiciendo su propuesta de descenso continuo de la actividad solar hacia la SGM pronosticada.

Una predicción conservadora de que no se va a producir una SGM no necesita pruebas que la respalden, ya que el Sol solo pasa c. 17% de su tiempo en condiciones de SGM (Usoskin et al. 2007), por lo que las probabilidades están sesgadas en su contra. Sin embargo, un análisis de lo que se sabe sobre las SGM constituye un argumento sólido contra la hipótesis de la 21stC-SGM. Se han identificado 30 SGM durante los 11.700 años del Holoceno basándose en una tasa muy alta de producción de isótopos cosmogénicos (Usoskin et al. 2007; Inceoglu et al. 2015; Usoskin et al. 2016; Fig. 13.7). La media es de una SGM cada 400 años, pero las SGM muestran una tendencia a agruparse. 17 SGM (57%) se encuentran a unos dos siglos de otra SGM, y se pueden reconocer 7 agrupaciones de 2 o más SGM. Por eso el ciclo bicentenario de de Vries es tan importante para las SGM, ya que es un espaciamiento muy favorecido. Usoskin et al. (2016) han demostrado que las SGM tienen una tendencia estadísticamente significativa a agruparse en los mínimos del ciclo solar de Bray de 2500 años, desafiando los análisis basados en probabilidades aleatorias (Lockwood 2010). Si también consideramos el ciclo solar Eddy de 1000 años, podemos ver que 26 SGM (87%) caen en o justo al lado de los periodos en los que uno de estos dos ciclos está en su 20% más bajo (áreas coloreadas en la Fig. 13.7, 54% del tiempo). La conclusión es clara, las SGM tienden a ocurrir nueve de cada diez veces cuando la actividad solar está en su punto más bajo coincidiendo con los mínimos de los ciclos solares de 2500 y 1000 años. En periodos como el actual, fuera de los mínimos de ambos ciclos solares, el Sol pasa sólo el 7,5% de su tiempo en una SGM, y con una frecuencia de c. 1 SGM cada 1000 años. Pronosticar una SGM para mediados ^{del} siglo XXI es en realidad una propuesta no conservadora de baja probabilidad. La probabilidad de una próxima SGM debería volver a ser alta hacia 2450.

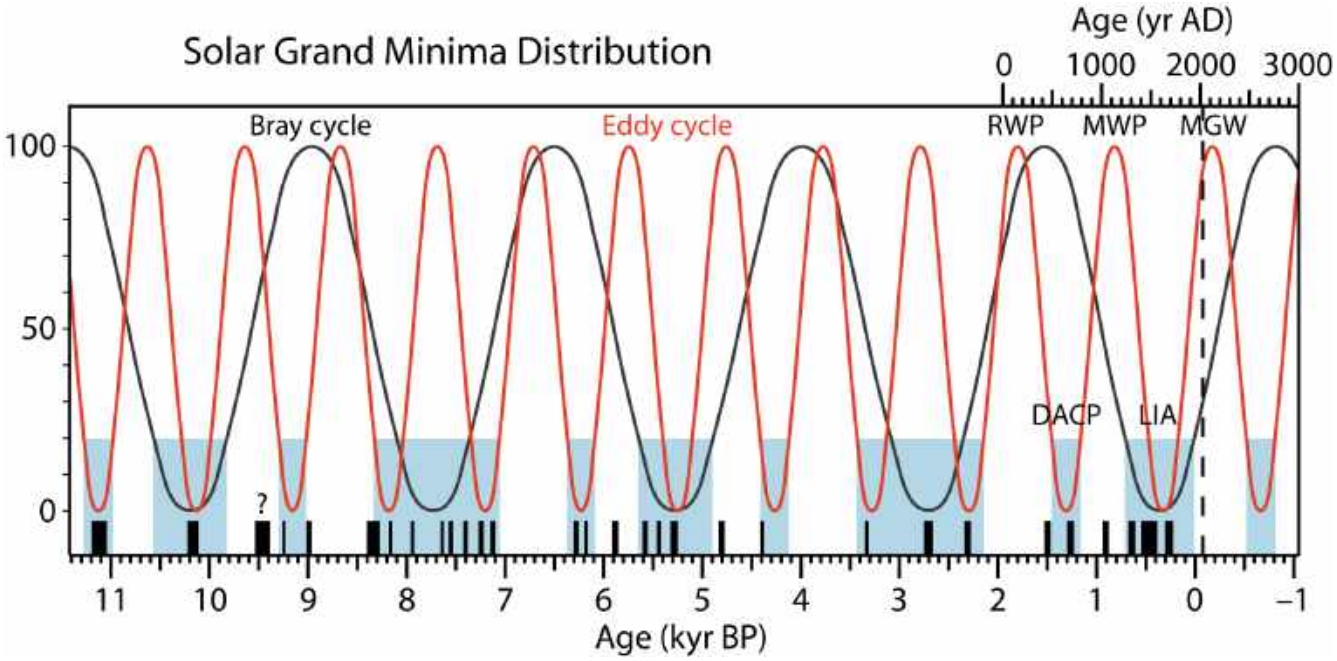


Fig. 13.7 Distribución de los Grandes Mínimos Solares durante el Holoceno
Treinta Grandes Mínimos Solares (SGM) de registros proxy solares durante el Holoceno, identificados en la literatura, se indican con recuadros negros de grosor proporcional a su duración. El ciclo solar de Bray de 2.500 años (negro sinusoidal) y el ciclo de Eddy de 1.000 años (rojo sinusoidal) identificados en los registros solares indirectos se muestran con la evolución temporal propuesta que mejor se ajusta tanto a la actividad solar como a los cambios climáticos coherentes con su periodicidad. Los periodos en los que cualquiera de los ciclos se encuentra en el 20% más bajo de su función sinusoidal relativa están marcados en azul, y comprenden el 54% del Holoceno. La posición actual se indica con una línea discontinua. Las SGM muestran una tendencia a agruparse en las zonas azules. Signo de interrogación, una SGM cuestionada que podría corresponder a un aumento de rayos cósmicos procedente de una supernova (véase el apartado 8.7). RWP: Periodo Cálido Romano. DACP: Periodo Frío de la Edad Oscura. PMM: Periodo Cálido Medieval. LIA: Pequeña Edad de Hielo. MGW: Calentamiento Global Moderno. Fuente de los datos de la SGM: Usoskin et al. (2007); Inceoglu et al. (2015); Usoskin et al. (2016).

13.6 Cambios en la anomalía de la temperatura media global en superficie

En periodos de pocos años, la variabilidad climática parece estar dominada por la variabilidad de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) (Fig. 13.8), que hasta ahora ha resistido los intentos de previsión. El fracaso de las previsiones de El Niño de 2014 y 2017 (ECMWF 2021) muestra la dificultad de pronosticar el ENSO y las temperaturas globales incluso para unos pocos meses. La previsión de El Niño de febrero de 2017 (ECMWF 2021) fracasó porque no tuvo en cuenta el control de la actividad solar sobre el ENOS (véase la sección 10.4). Febrero de 2017 pertenece ya al declive tardío de la actividad hacia el final del ciclo solar que corresponde a la fase III de la Fig. 10.12, cuando una La Niña es más probable que un El Niño.

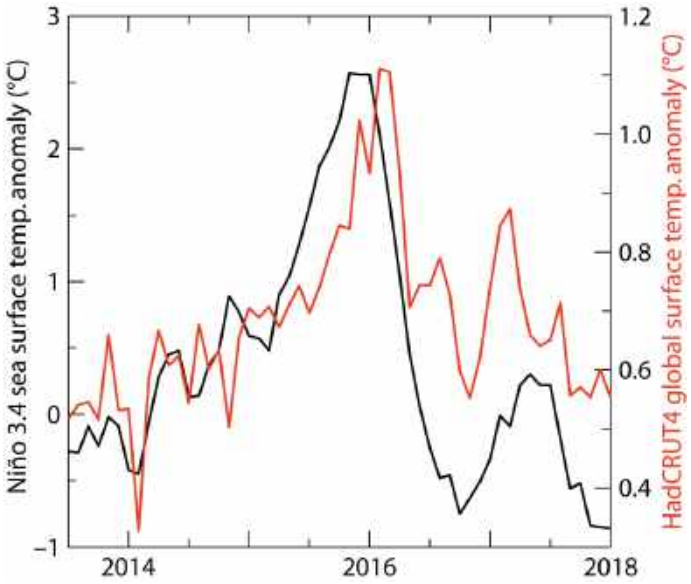


Fig. 13.8 Relación ENOS-Temperatura global
Anomalía de la temperatura superficial del mar en la región Niño 3.4 entre junio de 2013 y enero de 2018 (línea negra, escala izquierda), y anomalía mensual de la temperatura media global en superficie (línea roja, escala derecha). Datos de la Oficina Australiana de Meteorología y del conjunto de datos HadCRUT4.6 del Reino Unido.

La acertada predicción de La Niña para 2020 (Vinós 2019) anticipaba una continuación del descenso de la temperatura media global en superficie (PDO) observado desde febrero de 2016. A partir de mediados de 2019, la DOP volvió a los valores negativos que prevalecieron durante la pausa (1999-2014). El efecto combinado del ENSO, las oscilaciones oceánicas y el bajo forzamiento solar del mínimo solar extendido de Clilverd sugieren que la falta de calentamiento global significativo debería continuar quizás hasta finales de la década de 2020 o principios de la de 2030 estableciendo una nueva pausa. GSAT (HadCRUT4.6) ya está en 2021 por debajo del 95% de los modelos CMIP5 (escenario de emisiones RCP4.5; Fig. 13.9) y los modelos CMIP6 proyectan aún más calentamiento (Meehl et al. 2020). Una nueva pausa haría aún más llamativa la disparidad entre modelos y observaciones, ya que el GSAT parece estar aumentando de forma lineal desde 1950, mientras que los modelos proyectan una trayectoria acelerada, tal como prescribe la hipótesis del CO2 .

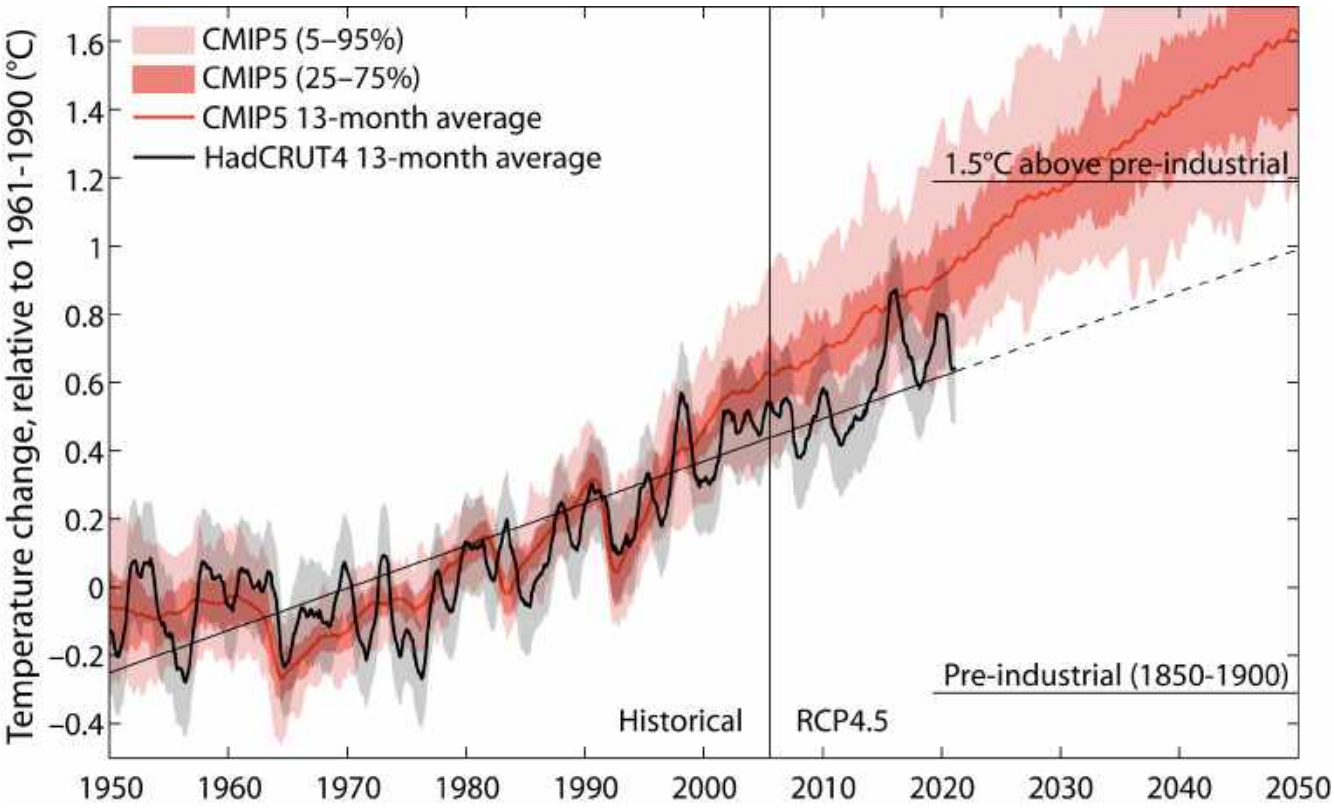


Fig. 13.9 Cambio de la temperatura global 1950-2021: comparación de las observaciones con los modelos
Curva negra, anomalía de la temperatura global en superficie (°C; media mensual HadCRUT 4.6 de 13 meses) con su tendencia lineal (línea continua delgada), e intervalo de confianza del 95% (área gris). Datos de la Oficina Meteorológica del Reino Unido. Curva roja, anomalía de temperatura media multimodelo 1950-2050 del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados Fase 5 (CMIP5) en condiciones RCP 4.5 (media de 13 meses) con valores 25-75% (área roja media), y 5-95% (área roja clara) para los 42 modelos utilizados. Datos del explorador climático KNMI, Trouet & van Oldenborgh (2013). Los modelos CMIP5 se inicializaron en 2006 (línea vertical) y la reproducción del clima histórico hasta ese momento era un requisito previo.

El efecto de múltiples ciclos solares con una actividad inferior a la media sobre la temperatura no está bien determinado, pero periodos similares anteriores, conocidos como mínimos solares extendidos, coinciden con periodos fríos en las primeras décadas de los siglos XVIII (mínimo de Maunder), XIX(mínimo de Dalton) y XX (mínimo de Gleissberg). En varias reconstrucciones se ha observado un desfase de entre 10 y 20 años entre la disminución de la actividad solar y su efecto sobre el crecimiento de los anillos de los árboles y las temperaturas de los núcleos de hielo (Eichler et al. 2009; Breitenmoser et al. 2012; Anchukaitis et al. 2017). Se ha encontrado un desfase más largo en el efecto máximo de la reducción de la actividad solar sobre el aumento del transporte de calor, causando enfriamiento en latitudes bajas y calentamiento en latitudes altas (Kobashi et al. 2015). El actual mínimo solar extendido, denominado aquí mínimo de Clilverd, incluye SC24 y muy probablemente SC25. Una previsión conservadora sobre el efecto del mínimo de Clilverd en las temperaturas indica que no se producirá un calentamiento global adicional antes de 2035, y quizás incluso un ligero enfriamiento. Esta previsión también se ve respaldada por la posición de la oscilación de 65 años de la temperatura global (véase la Fig. 12.15), que tampoco indica calentamiento durante las 3 primeras décadas del siglo XXI.

Es destacable que una previsión conservadora basada en el conocimiento para los próximos 15 años como la presentada aquí, concuerde tan bien con la previsión ingenua de no cambio propuesta por Green y Armstrong en 2007, que ha sido superior a la previsión temprana del IPCC. Es importante destacar que, aunque muy variable a corto plazo en distintos lugares, la temperatura de la Tierra es extraordinariamente constante a largo plazo. 0,2 ° C es una pequeña variación de la temperatura a escalas temporales inferiores a un año, pero una variación significativa en las medias anuales, una variación importante en las escalas decenales de temperatura y una variación enorme en las escalas milenarias. La tendencia neoglaciar que ha impulsado la expansión de los glaciares en todo el planeta, culminando en la LIA, fue de apenas -0,2 °C/milenio o menos en los últimos cinco milenios (-0,38 °C/milenio en Groenlandia; Kobashi et al. 2015), debido al forzamiento de Milankovitch. El planeta perdió alrededor de un grado de media desde el Óptimo Climático del Holoceno hasta el segundo milenio d.C., y esta cantidad provocó una considerable expansión de los glaciares y cambios en el bioma, reduciendo los bosques tropicales y expandiendo la tundra. Los cambios de temperatura más elevados se observan en plazos más cortos, pero también tienen efectos menores y más breves. De julio de 2013 a febrero de 2016, la anomalía de la temperatura media global en superficie aumentó en 0,4 ° C, pero desde entonces ha perdido la mayor parte (Fig. 13.9). La predicción de la temperatura multidecenal

a centenaria, para ser conservadora, debe restringir fuertemente la cantidad de cambio de temperatura que permite. Esta es la razón por la que la previsión de no cambio de Green y Armstrong era mejor que la previsión del IPCC de 0,3 ° C/década. Las frecuentes afirmaciones de que vamos camino de +2 ° C por encima de la temperatura media preindustrial en 2100, incluidas en algunos escenarios climáticos oficiales, exigen tasas de calentamiento sostenido a largo plazo superiores a las observadas en las últimas siete décadas, por lo que es muy improbable que sean correctas en cualquier caso.

Durante los últimos 120 años, la anomalía de la temperatura global ha estado cambiando por una tendencia a largo plazo y una oscilación de 65 años que no se han visto muy afectadas por el aumento del CO2 . La tendencia de la temperatura a largo plazo es de c. +0,12 ° C/década en la anomalía de la temperatura global, mientras que la oscilación de 65 años se aparta de la tendencia en c. ±0,2 °C (Fig. 13.9). Después de 2035, un probable aumento de la actividad solar y un cambio de fase previsto en la oscilación de 65 años sugieren una previsión de reanudación del calentamiento durante el periodo c. 2035-2065. Por lo tanto, para todo el periodo 2018-2065 deberíamos esperar una continuación del aumento lineal observado de la temperatura desde 1950 (Fig. 13.10) de c. 0,12° C/década. Cualquier pequeña desviación de esta tendencia lineal debería ser hacia valores más bajos si las emisiones disminuyen o si la actividad solar es menor de lo esperado. Un aumento de cualquiera de ellos más allá de lo calculado es improbable, pues ya se considera un escenario alto.

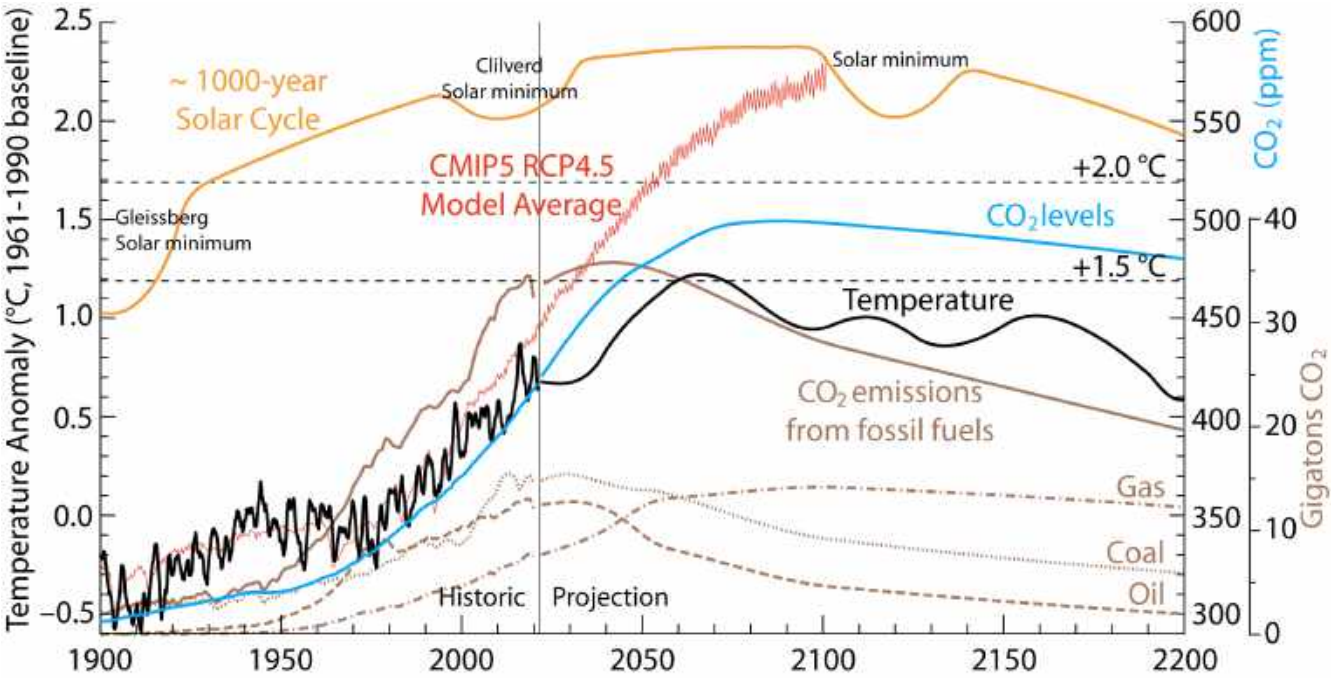


Fig. 13.10 Previsiones conservadoras de temperatura, nivel de CO2 y emisiones hasta 2200 d.C.
Previsión de emisiones de CO2 procedentes de combustibles fósiles (línea continua marrón, escala exterior derecha) basada en un pico de consumo de petróleo para 2018-35 (línea marrón discontinua), un segundo pico de consumo de carbón antes de 2050 (línea marrón discontinua) y un aumento del consumo de gas hasta 2100 (línea marrón discontinua-), lo que produce un pico de emisiones de CO2 procedentes de combustibles fósiles de c. 35 Gtons para 2050. Las emisiones históricas de CO2 procedentes de combustibles fósiles proceden de Gilfilland et al. (2019), archivadas en CDIAC (AppState) y actualizadas con datos de BP Statistical Energy Review (2022). Por tanto, los niveles atmosféricos de CO2 (línea azul, escala interior derecha) deberían estabilizarse en torno a 500 ppm en 2080 antes de empezar a disminuir lentamente a medida que los sumideros eliminen más de lo que se añade. Los niveles históricos de CO2 atmosférico proceden de Law Dome (según Etheridge et al. 1996) hasta 1958 y de NOAA posteriormente. Un ciclo milenario idealizado de actividad solar está representado por la línea naranja, con un máximo en 2050-2080, reducido temporalmente por los mínimos centenarios y bicentenarios indicados con sus nombres. La anomalía de la temperatura media del modelo CMIP5 (línea roja) prevé alcanzar +1,5 °C por encima de la preindustrial en la década de 2030, y +2,0 °C en la de 2050. La anomalía de la temperatura debería estabilizarse hasta la década de 2030, aumentando después y alcanzando un máximo en torno a la década de 2070 de +1,5 °C por encima de la era preindustrial, debido al CO2 , las previsiones de actividad solar y las oscilaciones oceánicas. Posteriormente, la anomalía de temperatura podría entrar en una meseta ondulante ligeramente decreciente a medida que tanto el CO2 como la actividad solar disminuyan lentamente. La anomalía histórica de la temperatura procede del conjunto de datos mensuales globales de superficie HadCRUT 4.6 de la MetOffice del Reino Unido (media de 13 meses).

De los dos forzamientos externos más importantes que contribuyen al Calentamiento Global Moderno, la estabilización de las emisiones sugiere que los niveles máximos de CO2 podrían alcanzarse hacia 2075, mientras que el forzamiento solar máximo se prevé para el periodo 2050-2080. Si esas previsiones son correctas, se deduce que la temperatura máxima debería alcanzarse en el periodo 2050-2100 en c. +1,5 ° C por encima de los valores preindustriales, y permanecer esencialmente estable, con variabilidad debida a oscilaciones naturales y una pequeña tendencia a la baja, durante el resto del actual periodo

cálido (Fig. 13.10). Este periodo cálido, actualmente conocido extraoficialmente como el Antropoceno, podría durar 2-3 siglos más, hasta c. 2250-2350 d.C., si el Periodo Cálido Medieval es un buen análogo.

Esta previsión conservadora de un cambio prácticamente nulo de la temperatura en los próximos 200 años, que permite cambios multidecadales de 0,5 °C en ±, se basa en los siguientes supuestos:

- Continuación de la tendencia a la estabilización de las emisiones de CO2 observada en los últimos 10 años, con una pequeña tendencia a la baja del 0,3% anual después de 2050.
- Un aumento de la actividad solar que alcanzaría su punto máximo hacia 2080 y disminuiría después.
- Sumideros de carbono no saturados para el periodo y las cantidades consideradas
- Una tendencia a equilibrar los sumideros y las fuentes de carbono más las emisiones en una fracción aérea cercana a cero

La previsión no depende de ningún cambio en las políticas ni de reducciones heroicas de las emisiones. Las políticas que ya se están aplicando, las limitaciones en la disponibilidad de combustibles fósiles y los cambios demográficos naturales marcan el rumbo de las futuras reducciones de emisiones. Unas reducciones más rápidas no deberían afectar mucho a la previsión, ya que los niveles atmosféricos deberían reaccionar lentamente a ellas, y el efecto del CO2 sobre la temperatura parece ser inferior al estimado por el IPCC (véanse los apartados 12.7 y 12.10).

13.7 Consecuencias para el hielo marino del Ártico

El descenso del 30% en la extensión del hielo marino del Ártico que tuvo lugar entre 1995 y 2007 dio lugar a numerosas previsiones radicales, que en algunos casos predecían un Ártico sin hielo estival para 2016 (Maslowski et al. 2012) debido principalmente a la retroalimentación del albedo que lleva al hielo marino a una "espiral de la muerte" (Serreze 2008). Por supuesto, las previsiones radicales rara vez se cumplen, y el efecto albedo sobre el hielo marino ha resultado ser menor de lo esperado, ya que la extensión del hielo marino estival del Ártico se ha negado a seguir disminuyendo durante los últimos 14 años. Green y Armstrong (2007) tienen razón cuando afirman que las predicciones de los expertos no son útiles en situaciones de incertidumbre y complejidad, en las que los sesgos tienden a no controlarse.

		Projection			
		Conservative		IPCC RCP 4.5	
Year	2021	2050	2100	2050	2100
Atmospheric CO_2 (ppm)	416	480–490	~ 500	490	540
CO_2 emissions (Gt/year)	35*	35	28	42	15
Temperature anomaly 1961–90 baseline (°C)	0.64	1.0	0.9	1.6	2.2
Temperature anomaly above pre-industrial (°C)	0.95	1.3	1.2	1.9	2.5
Arctic sea ice extent September (million km^2)	4.92	3.8	2.5	2.6	1.4
Sea level rise (mm from 2000)	77	170	340	225	525

Tabla 13.1 Proyecciones climáticas para el siglo XXI
Los valores para 2021 de algunos índices climáticos figuran en la primera columna de datos. El resto de las columnas dan los valores correspondientes proyectados o supuestos para 2050 (fondo azul claro) y 2100 (fondo azul más oscuro), para esta predicción conservadora del autor y el escenario de emisiones CMIP5 RCP4.5 del IPCC. Las mayores diferencias se dan en la subida del nivel del mar y el aumento de la temperatura, donde la predicción conservadora se acerca más a los cambios observados en las últimas décadas. (*) indica datos de 2020.

Una previsión del hielo marino ártico basada en el conocimiento debe tener en cuenta las periodicidades conocidas de 60 y 20 años en el hielo marino (Polyakov et al. 2004; Divine & Dick 2006; Wyatt & Curry 2014), probablemente responsables de la actual pausa de deshielo estival en el Ártico. Es probable que estas oscilaciones no produzcan ningún cambio o un ligero crecimiento del hielo estival ártico hasta 2035 aproximadamente, cuando es más probable que se reanude un deshielo significativo. Según una previsión conservadora, el hielo marino estival del Ártico disminuirá a un ritmo más lento durante el periodo 2022-2050. En 2050 debería seguir habiendo cerca de 4 millones de $km^{(2)}$ ^{de}hielo marino estival en el Ártico (Fig.

13.11; tabla 13.1). La vuelta a una fase de calentamiento y deshielo en torno a 2040 podría reducir aún más el hielo marino del Ártico, que podría quedar reducido a unos 2,5 millones de km^2de hielo marino estival (tabla 13.1) en 2100. Con unos niveles tan bajos, no puede descartarse que algún verano se produzca una situación de ausencia de hielo (< 1 millón de $km^{2)}$. Esta previsión no se aleja demasiado de la proyección RCP 4.5 del IPCC (Fig. 13.11; tabla 13.1), probablemente porque la criosfera (excepto la Antártida) está mostrando una fuerte respuesta al aumento de la temperatura y de los niveles de hollín (partículas que absorben la luz).

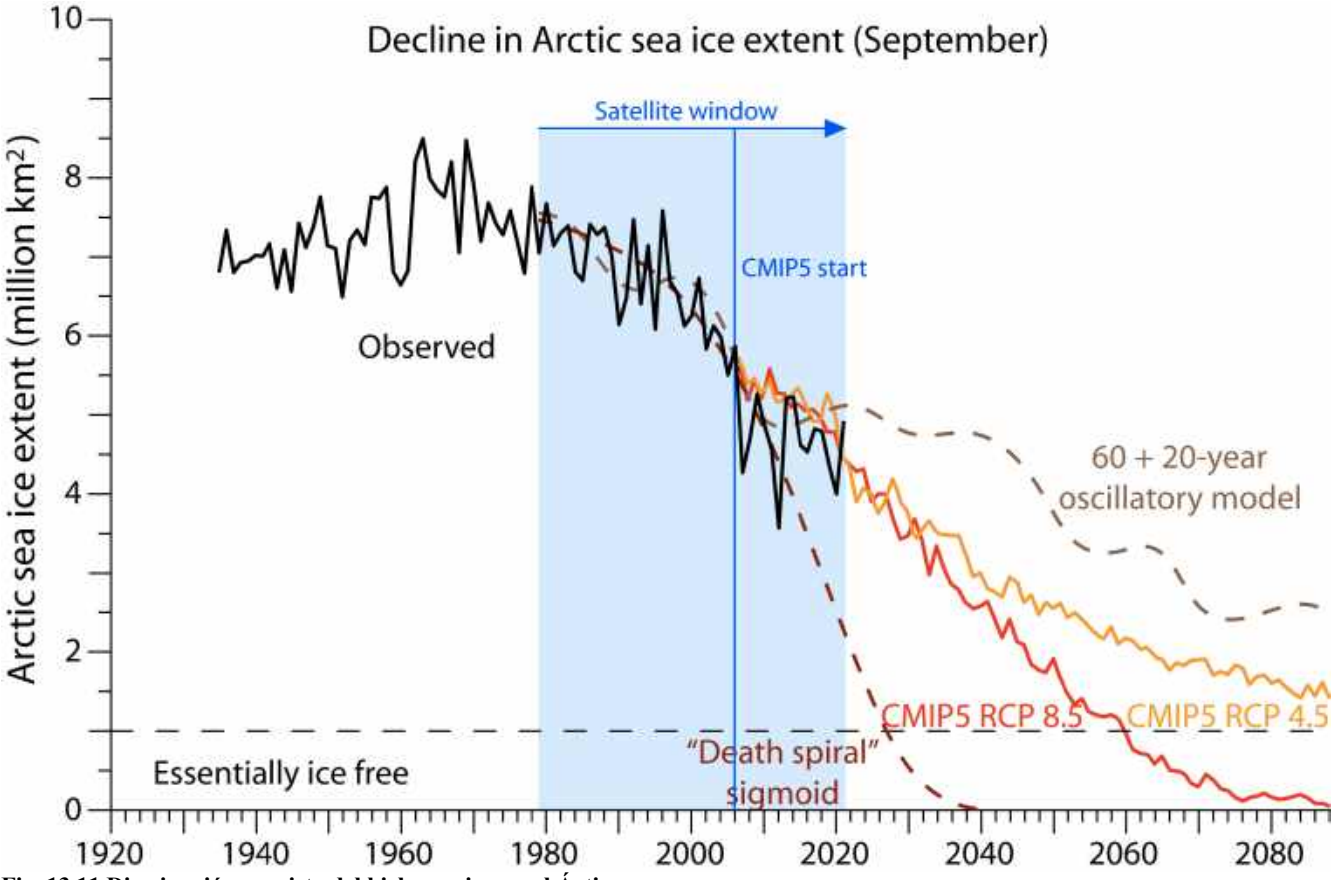


Fig. 13.11 Disminución prevista del hielo marino en el Ártico
Simulaciones de modelos (curvas de color continuo) y observaciones (curva negra) de la extensión del hielo marino ártico para septiembre (1935-2090). Las curvas de colores para los escenarios RCP son promedios de modelos (CMIP5). Según Walsh et al. (2014). La curva marrón discontinua es un modelo basado en las periodicidades conocidas de 60 y 20 años del hielo marino ártico. La curva continua negra es la extensión del hielo marino ártico en septiembre del NSIDC para la ventana satelital (1979-2021), mientras que los datos de extensión del hielo marino ártico en septiembre de 1935-1978 proceden de la reconstrucción de Cea Pirón & Cano Pasalodos (2016). La curva discontinua roja oscura es una curva de supervivencia sigmoidea ajustada a los datos de 1979-2012 con condiciones de ausencia de hielo cerca de 2030, siguiendo la espiral de muerte del hielo marino ártico propuesta por Mark Serreze (2008). La proyección conservadora (curva marrón discontinua), explica la pausa en el deshielo del hielo marino ártico desde 2007 y sugiere más de 2 millones de km^2de hielo marino ártico restante para el verano de 2100.

Sin embargo, esta previsión conservadora contrasta fuertemente con las numerosas proyecciones alarmistas de los científicos polares que creen que el hielo marino del Ártico ha superado un punto de inflexión y que ahora sólo es posible acelerar el ritmo de deshielo. Es muy probable que las proyecciones que prevén un Ártico sin hielo todos los veranos antes de 2100 sean erróneas. La falta de avances significativos en el deshielo durante la próxima década y media podría aclarar la cuestión.

13.8 Consecuencias para el aumento del nivel del mar

En 2007, el IPCC hizo público su Cuarto Informe de Evaluación (AR4). Entre los escenarios de emisiones del AR4 se encontraba el B1, que contempla un crecimiento lento de las emisiones de CO2 hasta 2050 seguido de un descenso moderado de las emisiones a partir de entonces. Este escenario es el que mejor concuerda con la proyección conservadora esbozada anteriormente, y proyecta un aumento de 300 mm en el nivel del mar para 2000-2100 (estimación central; Fig. 13.12). Siete años más tarde, el IPCC publicó su Quinto Informe de Evaluación (AR5), y entre los nuevos escenarios el RCP 4.5 es el más

similar al B1. Sin embargo, el modelo de nivel del mar del IPCC es ahora mucho más agresivo y proyecta 525 mm para emisiones similares (tabla 2). Una revisión al alza tan fuerte responde a las afirmaciones de que los modelos utilizados en el informe 4(th) subestimaron sustancialmente la subida del nivel del mar observada en el pasado, aunque no se ha observado ninguna aceleración desde 1993. A pesar del aumento del 60% debido al cambio de hipótesis, el IPCC fue duramente criticado por producir estimaciones de la subida del nivel del mar demasiado conservadoras. Para proporcionar una opinión que satisficiera el consenso, Horton et al. (2014) realizaron una elicitación de expertos (encuesta) sobre el aumento del nivel del mar entre los autores de artículos relacionados con el aumento del nivel del mar. Aunque sólo se les pidió un escenario bajo y otro alto, se puede obtener una proyección media promediando ambos (Fig. 13.12). Este escenario intermedio derivado de Horton et al. (2014) proyecta un aumento de c. 800 mm para 2000-2100. En 2017, la NOAA publicó sus escenarios actualizados de aumento global del nivel del mar, donde el escenario intermedio, que es el más coherente con el RCP 4.5, prevé un metro de aumento del nivel del mar para 2000-2100 (Sweet et al. 2017; Fig. 13.12). Sorprendentemente, y a pesar de la falta de aceleración en el aumento del nivel del mar desde 1993 (28 años), las proyecciones se están volviendo significativamente más pesimistas con el tiempo. Esto recuerda la famosa cita de Mark Twain: *"Hay algo fascinante en la ciencia. Se obtienen grandes beneficios de las conjeturas a partir de una inversión tan insignificante de los hechos"* (Life in the Mississippi, 1883).

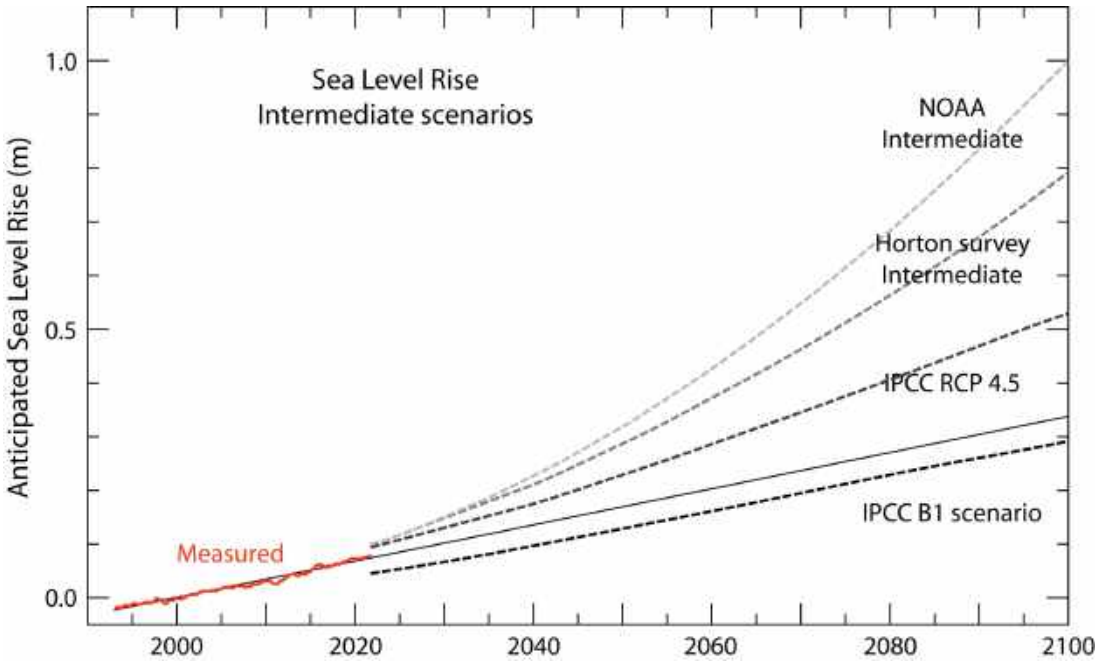


Fig. 13.12 Escenarios intermedios de aumento del nivel del mar para 2100
Curva continua roja, subida del nivel del mar medida desde 1993 y puesta a cero en 2000. Datos de la NASA. Curvas discontinuas, proyecciones de aumento del nivel del mar para el periodo 2000-2100 bajo escenarios intermedios de emisiones de diferentes fuentes. Escenario B1 del IPCC AR4 de 2007 (negro discontinuo); escenario RCP 4.5 del IPCC AR5 de 2014 (gris oscuro discontinuo); Horton et al. (2014), escenario intermedio del estudio (promedio de los escenarios alto y bajo; gris medio discontinuo); escenario intermedio de la NOAA de 2017 (gris claro discontinuo, Sweet et al. 2017). Línea negra, tendencia lineal 1993-2021 extrapolada a 2100. Todos los modelos se iniciaron en cero en 2000 y se muestran desde 2021.

Los aumentos del nivel del mar de los últimos 70 años se han producido con un rápido aumento de las emisiones. Sin embargo, la mayoría de los investigadores solo ha detectado una pequeña aceleración de 0,01 mm/año(2) (Church & White 2011; Jevrejeva et al. 2014; Hogarth 2014). La incertidumbre añadida en los futuros niveles y emisiones de CO2 sugiere que una simple extrapolación lineal podría ser suficiente para proyectar los futuros niveles del mar, que parecen estar aumentando de forma bastante constante a pesar de los cambios en el CO2 atmosférico y la temperatura global. Tal previsión supondría un aumento de 170 mm cada 50 años, con un aumento total de 340 mm en el siglo XXI (Fig. 13.12; tabla 13.1). Este aumento es demasiado pequeño para constituir un problema a escala mundial, pero podría agravar el problema de la subida local del nivel del mar en zonas donde el hundimiento del terreno o la falta de sedimentación suficiente van a requerir medidas de adaptación.

13.9 Otras consecuencias del cambio climático para el siglo XXI

Una previsión conservadora es que la mayoría de los fenómenos meteorológicos extremos deberían seguir produciéndose de forma impredecible sin un cambio significativo en su frecuencia. Los datos de tormentas de los últimos 6500 años muestran

claramente que las tormentas aumentan en frecuencia y fuerza con el enfriamiento, y disminuyen con el calentamiento (ver Fig. 7.7c). Las razones son que el calentamiento reduce el transporte de calor debido a una disminución del gradiente de temperatura latitudinal, y que el motor térmico atmosférico tiene una menor capacidad de generar trabajo debido a un aumento de la potencia requerida por la intensificación del ciclo hidrológico (Laliberté et al. 2015). La asociación de una menor fuerza de las tormentas con el calentamiento se ve respaldada por un aquietamiento global del viento durante el periodo de calentamiento rápido 1980-2000 que invirtió su curso con la pausa (Zeng et al. 2019). Los registros (Maue 2011) y los modelos (Sugi et al. 2015) también muestran una reducción de la actividad de los ciclones tropicales con el calentamiento global.

El único fenómeno meteorológico extremo que se prevé de forma creíble que aumente es la frecuencia e intensidad de las olas de calor. Sin embargo, el cambio podría ser menor de lo previsto, ya que el calentamiento global moderno está afectando más a las temperaturas mínimas que a las máximas, produciendo inviernos generalmente más cálidos. Esto tiene una ventaja añadida, ya que un estudio global de 68 autores sobre 5 millones de muertes asociadas a temperaturas no óptimas descubrió que el 90% de ellas estaban relacionadas con el frío (Zhao et al. 2021). Desde un punto de vista social, la adaptación al aumento de las olas de calor requiere energía barata y abundante.

El efecto sobre la biosfera es más difícil de prever, ya que en el pasado ha demostrado una gran capacidad de adaptación a cambios climáticos mucho mayores. Si aceptamos que el mundo en 2021 estaba c. 0,95 ° C por encima de la media preindustrial, la previsión conservadora indica que sólo podría aumentar 0,55 ° C más antes de estabilizarse. Por lo tanto, podríamos haber visto ya más del 60% del calentamiento total previsto. Los efectos negativos estrictamente del cambio climático sobre la biosfera son muy limitados, mientras que los efectos positivos son abundantes y profundos. La mayoría de los biomas, pero sobre todo los semiáridos, han respondido al calentamiento y al aumento de CO2 mediante un incremento de la superficie foliar (también conocido como reverdecimiento; Zhu et al. 2016). Estos tres factores (temperatura, CO2 y reverdecimiento) parecen haber causado un aumento de la producción primaria neta terrestre mundial del 12 % entre 1961-2010 (Li et al. 2017). El efecto de este mayor flujo de energía a través de los ecosistemas es beneficioso para casi todas las especies. El efecto neto del calentamiento y del aumento de CO2 es claramente positivo para la biosfera. Es razonable pensar que el exceso de algo bueno debería llegar a un punto en el que el efecto neto empezara a ser negativo, pero no hay pruebas de que estemos cerca de ese punto o de que se alcance en el siglo XXI.

Se ha propuesto que la pérdida de hielo marino en el Ártico es un riesgo claro para los osos polares, y la especie se incluyó en la lista de especies en peligro de EE.UU. únicamente por ese motivo. Sin embargo, es posible que los osos polares no sean muy sensibles a la reducción del hielo en verano, ya que su caza, dependiente del hielo, tiene lugar en primavera y se ve afectada negativamente por un exceso de hielo. La especie ha sobrevivido a la reducción o incluso a la ausencia de hielo marino ártico estival durante el Óptimo Climático del Holoceno y el pasado interglaciar más cálido. El principal peligro para los osos polares ha sido históricamente la caza humana, y desde la limitación internacional de la caza por el acuerdo de Oslo de 1973, las estimaciones de población de osos polares han ido en aumento, aparentemente sin verse afectadas por la pérdida del 30% del hielo marino ártico estival en el periodo 1995-2007 (Crockford 2020). En la actualidad no hay pruebas de que los osos polares se vean amenazados durante el siglo XXI por el cambio climático, incluso si se produce la pérdida de hielo estival prevista en el Ártico (Fig. 13.11).

En cuanto a otras posibles consecuencias, nuestros conocimientos son demasiado limitados para decir mucho. Las afirmaciones sobre naciones que se hunden, hordas de refugiados climáticos y una nueva normalidad cada vez que se produce un fenómeno meteorológico extremo son exageradas y se basan en programas. Es muy probable que el mayor rendimiento de nuestros limitados recursos proceda de las políticas de adaptación y de las políticas sin arrepentimiento. Las políticas para prevenir o reducir el cambio climático están destinadas a ser muy ineficaces dado el fuerte componente natural del cambio climático, como demuestra el pasado.

13.10 Proyecciones

13a. Las emisiones humanas de CO2 se están estabilizando. El pico del carbón y del petróleo y las tendencias actuales hacen muy probable una disminución de las emisiones antes de 2050. Los niveles atmosféricos de CO2 deberían alcanzar las 500 ppm, pero podrían estabilizarse poco después.

13b. Según los ciclos solares, la actividad solar debería aumentar tras el actual mínimo solar prolongado, y la actividad solar del siglo XXI debería ser tan alta o más que la del siglo XX. Un gran mínimo solar a mediados del siglo ^{XXI}es altamente improbable.

13c. El calentamiento global podría estancarse o invertirse ligeramente en el periodo 2000-2035. Los factores cíclicos sugieren un nuevo calentamiento en el periodo 2035-2065 a un ritmo similar al de la última mitad del siglo ^{XX}. Después, el calentamiento global podría llegar a su fin, con temperaturas estabilizadas en torno a +1,5 ° C por encima de las preindustriales, y un descenso muy lento para la última parte del siglo ^{XXI}y más allá.

13d. La actual pausa estival en el deshielo del Ártico podría prolongarse hasta 2035. Después, es probable que se produzca un nuevo deshielo, pero es poco probable que el verano ártico quede constantemente libre de hielo incluso en 2100.

13e. La tasa de aumento del nivel del mar puede proyectarse de forma conservadora a un aumento de 340 mm en 2100 con respecto a los niveles de 2000. La mayoría de los índices publicados son muy poco conservadores y es muy improbable que se produzcan.

13f. El cambio climático debería seguir siendo moderado y netamente positivo para la biosfera durante el siglo XXI. La adaptación será probablemente la mejor estrategia, como siempre lo ha sido.

14. LA PRÓXIMA GLACIACIÓN

"Un deterioro global del clima, en un orden de magnitud mayor que cualquier otro experimentado hasta ahora por la humanidad civilizada, es una posibilidad muy real y, de hecho, podría producirse muy pronto".
George Kukla y Robert Matthews (1972)

14.1 Introducción

El calendario previsto para la próxima glaciación es tan lejano que tradicionalmente sólo ha suscitado interés académico. Hubo un pequeño pico de interés popular a principios de la década de 1970, al final del periodo de enfriamiento de mediados del siglo XX. En enero de 1972, los geólogos George Kukla y Robert Matthews organizaron una reunión sobre el final del actual interglaciar, y posteriormente escribieron al presidente Richard Nixon pidiendo una acción federal ante el deterioro climático observado que tenía el potencial de conducir a la próxima glaciación. Irónicamente, la preocupación por el final del interglaciar condujo a la creación del Centro de Análisis Climático de la NOAA en 1979 (Reeves & Gemmill 2004), que contribuiría sustancialmente a la investigación sobre el calentamiento global. Algunas revistas populares informaron sobre la llegada de una glaciación en épocas de duros inviernos a principios de la década de 1970.

El consenso académico actual es que el retorno a las condiciones glaciares no es posible bajo ninguna condición realista durante decenas de miles de años, y el IPCC expresa la certeza virtual de que un nuevo inicio glaciar no es posible durante los próximos 50 kyr si los niveles de CO2 permanecen por encima de 300 ppm (IPCC-AR5, Masson-Delmotte et al. 2013, p 435). Esta afirmación expresada en términos tan seguros contrasta fuertemente con la falta de precedentes de cualquier interglaciar que abarque más de dos oscilaciones de oblicuidad.

14.2 Evolución interglaciar

Cada interglaciar es diferente. Todos tienen diferentes firmas astronómicas, diferentes condiciones iniciales, diferente evolución y están sujetos a una imprevisibilidad climática caótica no lineal. Pero todos tienen lugar durante una misma oscilación de oblicuidad. A lo largo de los 2,6 Ma del Pleistoceno se han identificado 104 etapas isotópicas marinas (EIM), la mitad de las cuales (Fig. 14.1b, números impares) corresponden a periodos cálidos. Por término medio hay uno cada 50.000 años, lo que corresponde casi a la frecuencia de oblicuidad (41 kyr). La coincidencia no es exacta porque algunas oscilaciones de la oblicuidad no han producido un interglaciar.

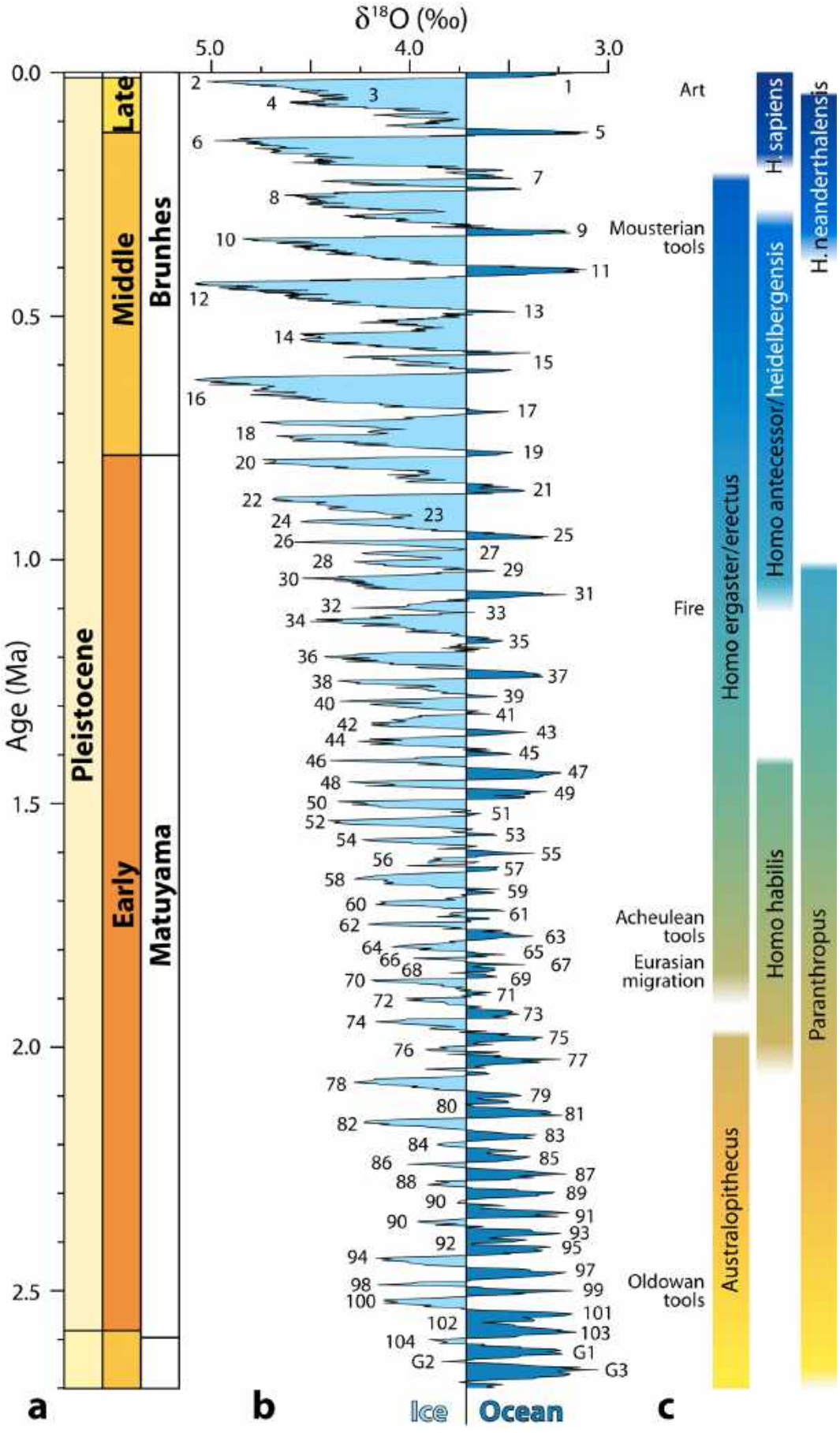

δ18O (‰)
5.0
4.0
3.0
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Age (Ma)
Pleistocene
Late
Middle
Early
Brunhes
Matuyama
Art
Mousterian tools
Fire
Acheulean tools
Eurasian migration
Oldowan tools
H. sapiens
H. neanderthalensis
Homo antecessor/heidelbergensis
Homo ergaster/erectus
Homo habilis
Paranthropus
Australopithecus
a
b
c
Ice
Ocean

Fig. 14.1 El manicomio climático del Pleistoceno
a) Subdivisiones del Pleistoceno según la Comisión Internacional de Estratigrafía. **b)** Pila LR04 de 57 registros de núcleos bentónicos de $\delta^{(18)}O$, un proxy del hielo y la temperatura, subdivididos entre océano (azul oscuro), y hielo (azul claro) al nivel que identifica los interglaciares generalmente aceptados. $\delta^{18}O$ mide esencialmente la distribución del agua entre el hielo y los océanos. Los números corresponden a los estadios isotópicos marinos (según Lisiecki & Raymo 2005). **c)** Homínidos del Pleistoceno mostrando las principales especies del género *Homo*, y los géneros *Australophitecus* y *Paranthropus*, así como el momento aproximado de algunos de los principales avances culturales. No se distingue entre *ergaster* y *erectus*, ni entre *antecessor* y *heildebergensis*. No se hace ninguna inferencia sobre la relación evolutiva.

Durante los últimos 800 kyr, después de la Transición del Pleistoceno Medio (1,5-0,7 Ma; Fig. 14.1), el planeta se ha vuelto tan frío, y las capas de hielo han crecido tanto, que para producir un interglaciar fuera de los periodos de alta excentricidad se requiere el concierto simultáneo de una alta oblicuidad, una alta insolación en el verano boreal, y capas de hielo inestables muy grandes. Esto ha tenido el efecto de espaciar los interglaciares desde un ciclo de 41 kyr ligado a la oblicuidad hasta sus múltiplos de 82 o 123 kyr (ver Fig. 2.11). Un efecto secundario es que después de una o más oscilaciones de la oblicuidad sin un interglaciar el planeta se enfría, y cuando finalmente se produce un interglaciar, alcanza un estado más cálido. El clima del planeta se ha vuelto más inestable en el Pleistoceno medio y tardío, pasando rápidamente de un frío más extremo a un calor más extremo, y viceversa, lo que ha contribuido a numerosas extinciones de especies, y quizás a la evolución de nuestra especie (Fig. 14.1c).

La mayoría de los interglaciares de los últimos 800 kyr son producto de condiciones orbitales y de volumen de hielo muy similares y presentan un patrón común (Fig. 14.2). El interglaciar del Holoceno es el resultado de condiciones similares y pertenece a este grupo. Casi todas las excepciones pueden explicarse en términos de condiciones orbitales y de volumen de hielo particulares que no se aplican al Holoceno (véase el Cap. 2).

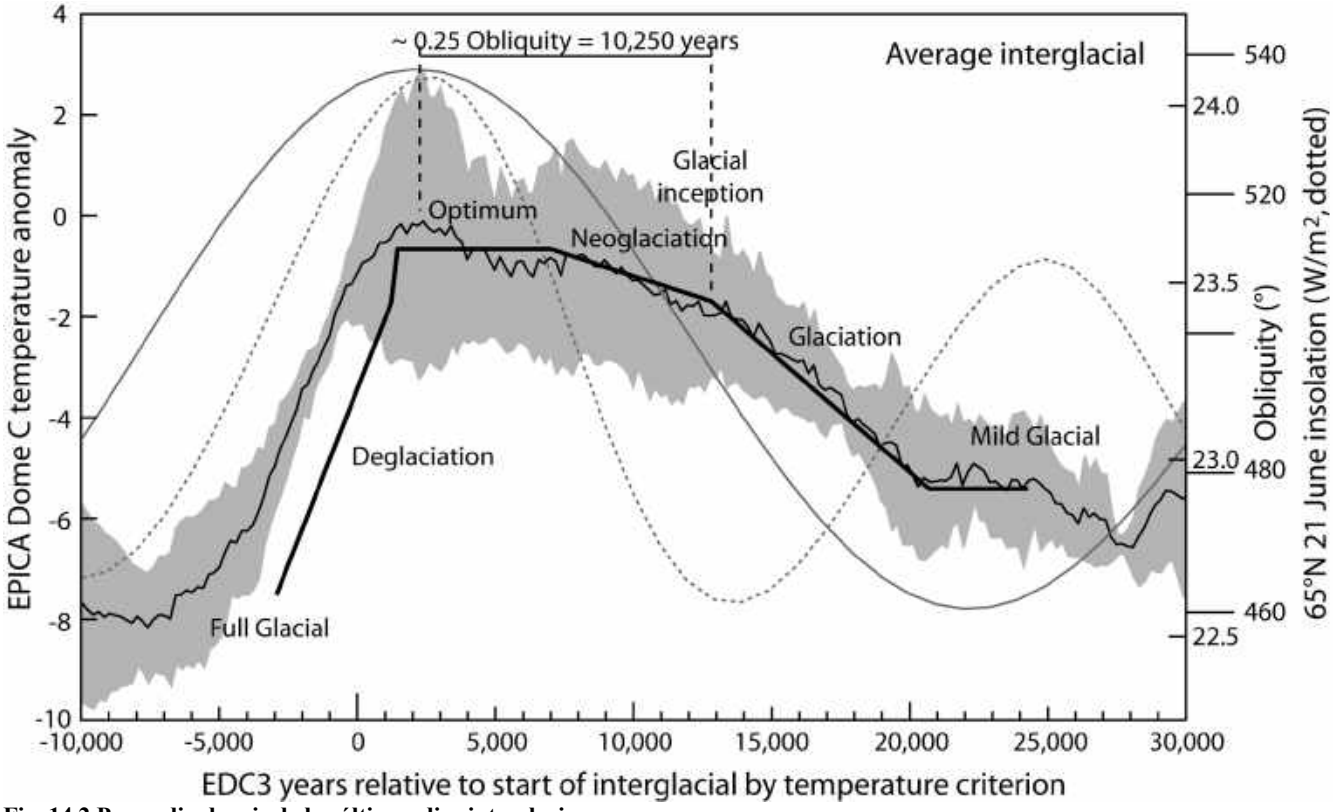


Fig. 14.2 Promedio de seis de los últimos diez interglaciares
Se construyó un promedio interglaciar (curva negra y bandas grises de 1σ) a partir de los datos de deuterio del EPICA Dome C para los interglaciares MIS 5e, 7c-a, 9e, 15a, 15c y 19c, después de alinearlos en la fecha cero, correspondiente a 787.0, 624.4, 579.6, 335.5, 214.7, y 131.4 ka en fechas EDC3. La media de la oblicuidad para todos ellos (línea continua sinusoidal gris) y la media de la insolación en 65° N el 21stde junio para todos menos MIS 7c-a (línea punteada gris) también se promediaron a partir de la alineación. La línea gruesa representa las diferentes subetapas globales de un interglaciar típico. La Antártida lidera la deglaciación, con el resto del planeta rezagado (Jouzel, et al. 2007; Laskar et al. 2004).

La Antártida lidera la deglaciación en el hemisferio norte y alcanza su temperatura más alta en el pico de oblicuidad, cuando las capas de hielo de Laurentide y Fennoscandian aún no se han derretido por completo. La asincronía entre el enfriamiento del hemisferio sur, debido a la disminución de la oblicuidad y a la baja insolación estival, y el calentamiento del

hemisferio norte, debido a la fusión de las capas de hielo y a la alta insolación estival, da lugar a un óptimo global que tiene una duración diferente en función de la latitud. El descenso interglaciar de la temperatura presenta un retraso con respecto al descenso de la oblicuidad de entre 5.500 y 8.000 años (véase la Fig. 2.11), observado desde finales del Plioceno (Donders et al. 2018). Este retraso se ha atribuido a un desfase en el cambio del volumen de hielo con respecto a su tasa de cambio (Huybers 2009). La inercia térmica oceánica también podría contribuir al retraso. Una vez que la insolación del verano boreal disminuye a su ritmo más rápido, el interglaciar entra en una fase de descenso lento de la temperatura (c. -0,2° C/millennium) que en el Holoceno se ha denominado Neoglaciación. A pesar del descenso de la temperatura y de la modesta expansión de los glaciares, el nivel del mar se mantiene bastante estable durante este periodo, ya que no se produce una acumulación significativa de capas de hielo. El Holoceno ha estado claramente en esta fase desde hace unos 5.000 años, hasta el Calentamiento Global Moderno.

Cuando la insolación estival septentrional se vuelve baja y la oblicuidad alcanza su ritmo de descenso más rápido, el interglaciar llega al inicio del glaciar. Este punto de inflexión parece tener lugar durante un período frío global del tipo de la Pequeña Edad de Hielo (LIA), cuando, debido al inicio de la acumulación de capas de hielo, el nivel del mar comienza a descender. La intensificación de la retroalimentación hielo-albedo y vegetación da lugar a un punto de no retorno. Independientemente de los cambios de insolación, una vez que se produce el inicio glaciar, la glaciación continuará a través de avances y retrocesos en una dinámica de tipo relajación hasta que se den las condiciones para un nuevo interglaciar. Durante los últimos 2,3 millones de años, ningún interglaciar ha podido continuar de una oscilación de oblicuidad a la siguiente. Las condiciones de baja oblicuidad siempre han conducido al final del interglaciar.

A pesar de su escala temporal muy diferente, las similitudes entre los registros interglaciares antárticos y las oscilaciones Dansgaard-Oeschger de Groenlandia (Fig. 14.3; véase también el Cap. 3) sugieren que están en juego dinámicas similares. Se ha propuesto que ambas tienen un ritmo astronómico (Milanković 1920; Rahmstorf 2003). La fase de calentamiento es explosiva, alimentada por una rápida retroalimentación de deshielo, que produce un pico temprano. Parece constituir un sistema excitable a partir de un estado glacial estable. Una lenta fase descendente desde el pico hacia un punto de inflexión (punto inestable, Fig. 14.3) sugiere una fase cálida casi estable a medida que las condiciones de calentamiento disminuyen. En el punto de inflexión la intensificación de la retroalimentación lenta de acumulación de hielo acelera la fase de enfriamiento aumentando la inestabilidad climática y produciendo una relajación más rápida hacia el estado estable. La dinámica rápida-lenta que actúa sobre los ciclos de excitación ha sido discutida como una explicación tanto para los eventos de Dansgaard-Oeschger como para los interglaciares (Crucifix 2012), en los que los estados estable frío y cuasi-estable cálido constituyen las diferentes ramas de un colector lento en un sistema dinámico excitable.

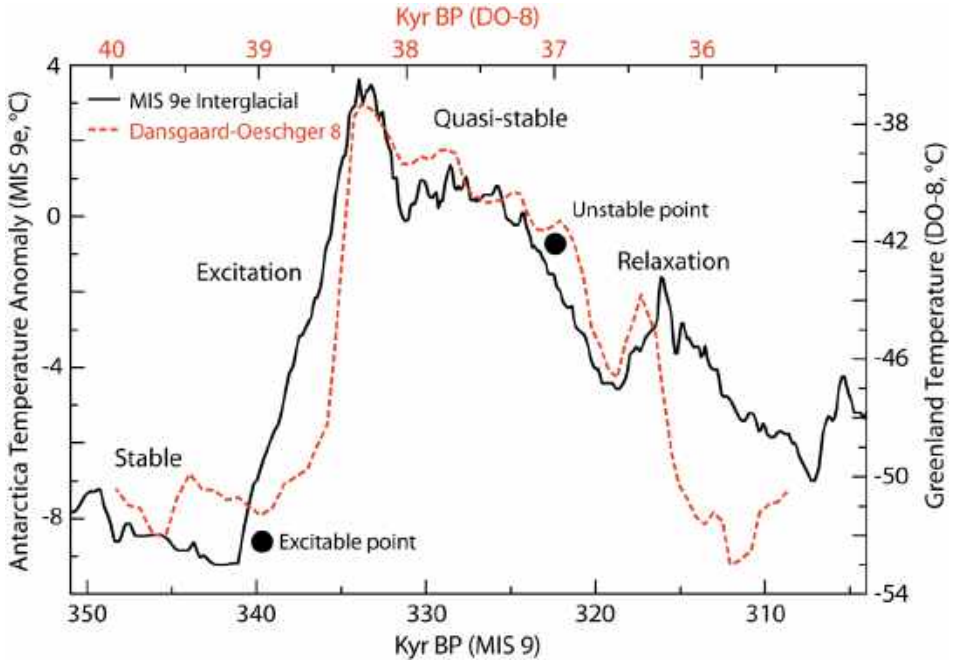


Fig. 14.3 Comparación del interglacial MIS 9e y el evento Daansgard-Oechsger 8
Con una escala temporal diferente, MIS 9e (línea negra, EPICA) y DO-8 (línea discontinua roja, GISP2) presentan una transición rápida (excitación) desde un punto excitable, y una transición lenta (relajación) desde un punto inestable, entre un estado frío estable y un estado cálido cuasi-estable. Datos de Jouzel, et al. (2007) y Alley (2000).

El último interglaciar suele denominarse Eemiense, su nombre estratigráfico en Europa Occidental por el río holandés Eem. El estrato Eemiano está datado entre 126-115 ka en el norte de Europa y 126-110 ka en el sur. El MIS 5e está datado

entre 132-115 ka. El inicio glaciar del Weichseliense (también Wisconsiniense o Würm) tiene lugar antes, a los 120 ka, cuando tanto la Antártida como Groenlandia inician su enfriamiento en un momento en el que el CO2 muestra un descenso temporal, y el metano y el nivel global del mar comienzan a descender (Spratt & Lisiecki 2016; Fig. 14.4). En ese momento, las aguas subpolares del Atlántico Norte se enfrían y los bosques boreales del norte de Europa comienzan a retroceder (Govin et al. 2015). El clima se vuelve más inestable y en 118,6 ka tiene lugar en Europa Central el Pulso de Aridez Eemiense Tardío (Sirocko et al. 2005; Fig. 14.4), un periodo frío y seco de 470 años. Solo 1500 años después se reconoce el periodo frío C26 en los registros de Groenlandia (Govin et al. 2015). Finalmente, a los 115 ka los niveles de CO2 comienzan a descender, con más de 5.000 años de retraso hasta el inicio glaciar. El retroceso de los bosques templados alcanza el sur de Europa. Los niveles de metano tocan fondo en 113 ka, y los de CO2 en 109 ka. Entre 108 y 106 ka se establecen las condiciones glaciares en la mayoría de los registros (Govin et al. 2015). La primera gran descarga de icebergs tiene lugar en 107 ka, lo que indica la existencia de capas de hielo bien desarrolladas. Mientras que una deglaciación suele durar unos 5.000 años, una glaciación requiere casi 15.000 años.

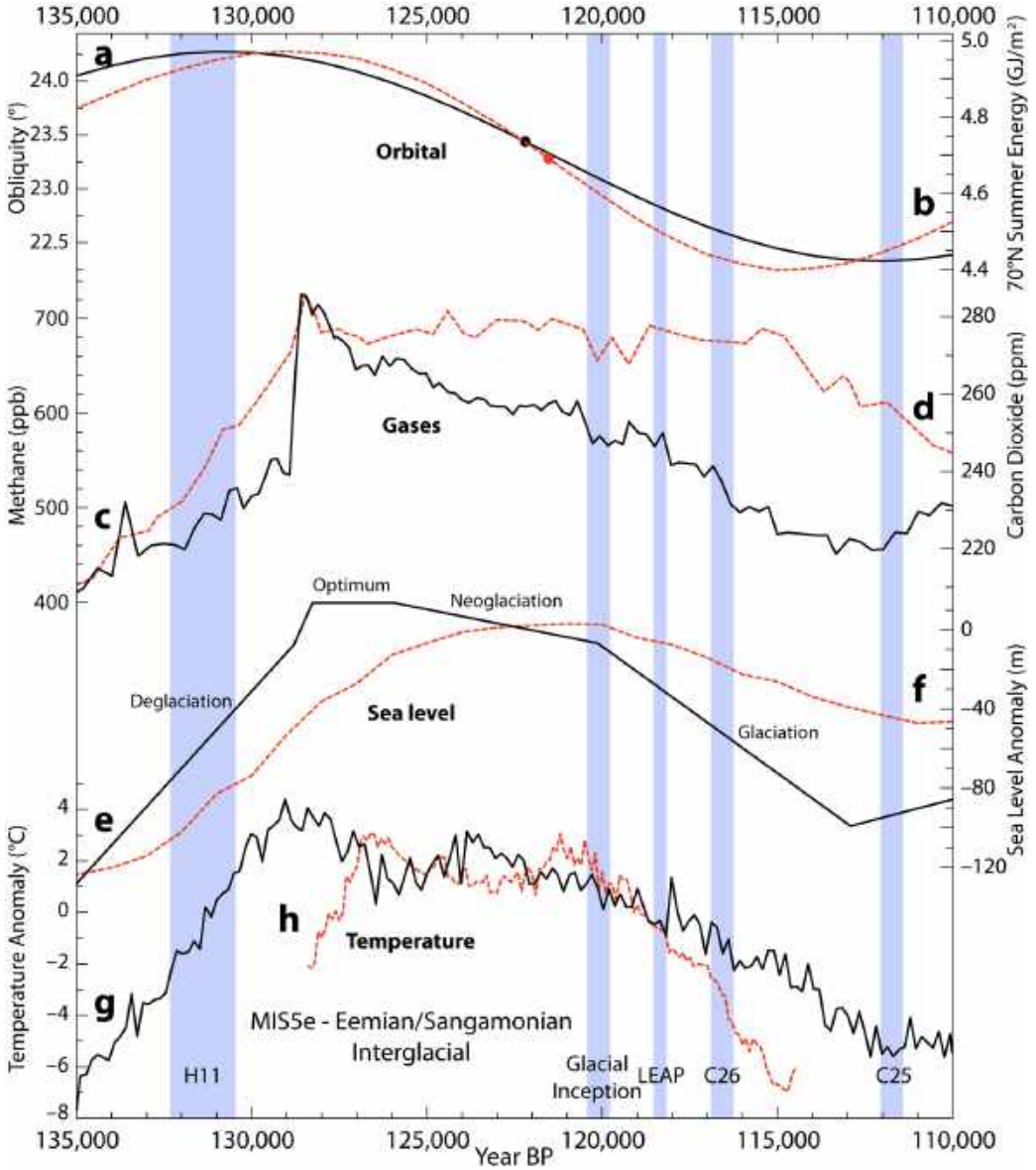


Fig. 14.4 El interglaciar Eemiano y su transición a la glaciación Weichseliana
a) Configuración de la oblicuidad (línea continua negra; según Laskar et al. 2004). **b**) Energía estival a 70° N (línea discontinua roja; según Huybers 2006). Los puntos indican los valores actuales. **c**) Niveles de metano (línea continua negra; según Loulergue et al. 2008). **d**) Niveles de dióxido de carbono (línea discontinua roja; según Bereiter et al. 2015). **e)** Perfil de temperatura interglaciar (línea continua negra, sin escala). **f**) Nivel del mar (línea discontinua roja; según Spratt & Lisiecki 2016). **g**) Anomalía de temperatura antártica (línea continua negra; según Jouzel et al. 2007). **h)** Anomalía de temperatura de Groenlandia (línea discontinua roja; según NEEM Community Members 2013). H11: Evento Heinrich 11. LEAP: Pulso de aridez del Eemiense tardío. C25 y C26: eventos fríos 25 y 26 del Atlántico Norte.

14.3 Estudiar el futuro mirando al pasado

En el capítulo 9 (véase el apartado 9.2) se describe cómo se descubrieron las glaciaciones (o edades de hielo, como se las conoce popularmente) y el debate que tuvo lugar durante 140 años entre los partidarios del CO2 y los defensores de los ciclos astronómicos para explicarlas. El debate científico se decantó a favor de estos últimos. Las pruebas de las oscilaciones glaciares del Pleistoceno de origen orbital son tan sólidas que se han aceptado ampliamente como una excepción a la hipótesis del CO2 en el clima. Ninguna alternativa a la teoría Milankovitch ha explicado con éxito por qué los niveles de CO2 oscilan a frecuencias Milankovitch. Milankovitch es un problema para la hipótesis de que el CO2 es el principal mando de control del clima, ya que no deja mucho margen para que el CO2 explique el clima de los últimos 3 Myr, cuando se han producido oscilaciones muy grandes a intervalos casi regulares. Una explicación que se ofrece es que los niveles muy bajos de CO2 durante el Pleistoceno permitieron el ritmo glacial por los cambios orbitales de Milankovitch. Sin embargo, esta explicación, que suena mucho a una afirmación del tipo "no true Scotsman" para explicar una excepción, es poco convincente, ya que precisamente cuanto más bajos son los niveles de CO2 más efecto climático deben tener sus cambios. Pero como la temperatura y los niveles de CO2 siguen las oscilaciones de Milankovitch, una cuestión no resuelta es qué parte del cambio de temperatura se debe al cambio de CO2 . Un aspecto central de esta cuestión es la sensibilidad climática al CO2 en equilibrio (SCE). En un extremo, Carolyn Snyder (2016), atribuye todos los cambios de temperatura a los cambios de CO2 , estimando una sensibilidad del sistema terrestre de 9° C de calentamiento por duplicación de CO2 durante milenios (discutido por ignorar el forzamiento orbital por Schmidt et al. 2017). En el otro extremo, con una SCE de 1,5° C (Lewis & Curry 2018), la contribución del CO2 al cambio de temperatura glacial-interglacial sería relativamente menor (c. 15%).

El Capítulo 2 revisó la Teoría Milankovitch del ciclo glaciar mostrando cómo los glaciares y los interglaciares resultan de la interacción entre el ciclo de oblicuidad de 41 años y un ciclo de volumen de hielo de 100 años. Una clara consecuencia derivada de las pruebas es que, una vez que se produce un interglaciar y se derrite la mayor parte del hielo extrapolar, el ciclo de volumen de hielo de 100 kyr no desempeña ningún papel y el final del interglaciar se decide únicamente en función de la oblicuidad. Una insolación estival elevada en las altas latitudes septentrionales podría retrasar lo inevitable, pero la oblicuidad siempre tiene la última palabra sobre el final de los interglaciares. Las oblicuidades inferiores a 23° no favorecen los interglaciares, y su final es sólo una cuestión de cuándo. La cuestión del fin de la actual interglaciación se ha convertido en una cuestión de qué ocurrirá cuando la oblicuidad se sitúe por debajo de 23° (dentro de 3.500 años), y para responder a esa pregunta los científicos pueden elegir entre buscar en el pasado análogos adecuados analizando sus diferencias con la actual interglaciación, o utilizar modelos y ejecutarlos lejos en el futuro para ver qué dicen. El principal problema de este segundo enfoque es que los modelos deben programarse con todas las funciones relevantes correctamente, o de lo contrario su resultado es inútil. Y como hemos visto (Cap. 2), para estudiar el final del actual interglaciar los parámetros orbitales relevantes son la energía de verano (u oblicuidad) y la excentricidad. En cambio, casi todos los estudios que se ocupan de esta cuestión han utilizado el parámetro erróneo de insolación estival 65° N, y ese error se refleja en todos los modelos.

14.4 MIS 11c es un mal análogo del Holoceno

La mayoría de los autores utilizan el interglaciar MIS 11c como análogo al Holoceno, debido a su excentricidad similarmente baja. Sin embargo, la precesión y la oblicuidad no se alinean de la misma manera para el MIS 11c que para el Holoceno (véase la sección 2.10, interglaciares de duración atípica). MIS 11c es un interglaciar anómalo en términos de duración, y claramente esto no se debe a una baja excentricidad ya que MIS 19c tuvo una excentricidad similarmente baja y una duración estándar (Fig. 14.5).

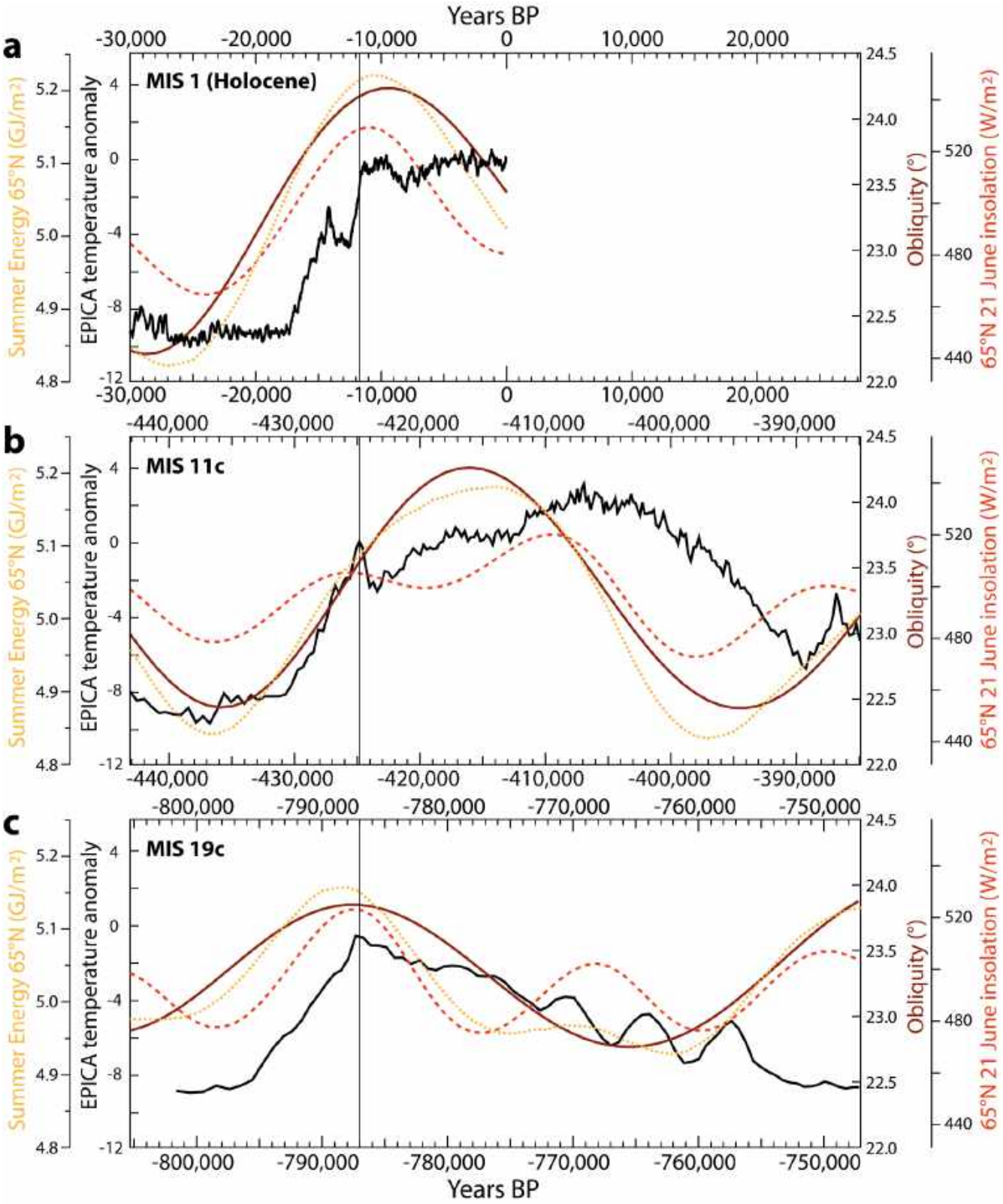


Fig. 14.5 Interglaciares de baja excentricidad de los últimos 800 ka

Proxy de deuterio EPICA Dome C expresado como anomalía de temperatura para **a)** MIS 1, **b)** MIS 11c, y **c)** MIS 19c, alineados en su inicio interglaciar (línea vertical). MIS 1 y MIS 19c tienen una configuración orbital similar con una oblicuidad (línea continua roja oscura) que aumenta ligeramente por delante de la insolación septentrional de verano (línea discontinua roja) produciendo un pico de energía estival (línea punteada naranja) al comienzo del interglaciar. En MIS 11c, la insolación estival septentrional empezó a aumentar desde un nivel relativamente alto varios kyr antes que la oblicuidad, y continuó siendo alta durante dos oscilaciones, dando lugar a un pico de energía estival muy amplio. Cuando la oblicuidad, la insolación septentrional estival y la energía estival disminuyeron para MIS

11c, se produjo un retraso más largo de lo habitual hasta que la temperatura descendió. A pesar de su inusual duración debida a su inusual configuración orbital, MIS 11c no pudo continuar a través de un mínimo de oblicuidad. La proximidad de su mínimo de oblicuidad hace que la configuración orbital del Holoceno sea desfavorable para un largo interglaciar. Datos de temperatura del MIS 1 promediados con una ventana de 200 años. Según Jouzel et al. (2007); Laskar et al. (2004); Huybers (2006).

Durante el Pleistoceno medio y el Pleistoceno tardío, sólo una combinación de alta oblicuidad, gran volumen de hielo y alta insolación estival de 65° N proporciona suficiente energía estival y retroalimentaciones positivas de fusión del hielo para poner fin al periodo glaciar. Posteriormente (como en MIS 19c, Fig. 14.5c), la caída de la energía estival provoca el inicio glaciar tras un retraso de varios miles de años. En el caso del MIS 11c, una improbable coincidencia de varios factores que actuaron conjuntamente dio lugar al interglaciar más largo del último millón de años. En primer lugar, la insolación estival de 65° N fue relativamente alta durante muchos miles de años antes de la terminación glaciar, por encima de 480 W/m^2(valor actual). Esto, junto con una inestabilidad del volumen de hielo extraordinariamente alta (la mayor cantidad de hielo de todo el Pleistoceno), podría haber "cebado" el interglaciar, que comenzó inusualmente poco después de que la energía estival empezara a aumentar, sin la espera habitual al aumento de la oblicuidad. El pico de oblicuidad tuvo lugar justo en medio de dos picos de insolación. Es extremadamente inusual que tal combinación produzca un interglaciar en el Pleistoceno medio a tardío, pero en el caso de MIS 11c la insolación estival de 65° N en el mínimo entre los dos picos de insolación nunca cae por debajo de 500 W/m^2, un valor superior al actual. Como resultado, la energía estival muestra un pico muy amplio de 20.000 años, frente a los 10-12.000 años habituales (Fig. 14.5b, línea de puntos). Cuando la energía estival estaba declinando, llegó el segundo pico en la insolación estival de 65° N, aumentando la temperatura y produciendo un interglaciar muy cálido, particularmente tan tardío. Cuando, finalmente, las condiciones orbitales fueron las adecuadas para el inicio del glaciar, el interglaciar había durado casi 25.000 años, casi el doble de la duración habitual. La gran cantidad de calor acumulado durante un interglaciar tan largo probablemente provocó que el retraso entre el descenso de la energía estival y el inicio del glaciar fuera de 10.000 años, en lugar de los 6.000 habituales. El MIS 11c acabó durando cerca de 35.000 años. Sin embargo, a pesar de que un interglaciar tan largo expandió dos picos de precesión, no pudo extenderse de una oscilación de oblicuidad a la siguiente. Una vez alcanzado el inicio de la glaciación, ya no hay vuelta atrás, ni siquiera con un aumento de la oblicuidad y de la energía estival.

MIS 19c es un análogo mejor en términos de excentricidad, oblicuidad y precesión. La principal diferencia es que los bajos valores de oblicuidad e insolación durante el MIS 19c, y el relativamente bajo volumen de hielo previo, dieron lugar a un interglaciar frío y corto (Fig. 14.5c). Los valores de oblicuidad, insolación y energía estival eran más bajos al inicio glaciar del MIS 19c que en la actualidad.

14.5 La hipótesis del interglaciar largo

Desde principios de la década de 1990 se vienen utilizando modelos climáticos de complejidad intermedia (simplificados) para explorar las condiciones glaciares en condiciones de CO2 elevado, y Loutre y Berger (2000) trataron de abordar específicamente la cuestión del final del interglaciar actual. Descubrieron que con concentraciones de CO2 de 210 ppm las capas de hielo se formarían a los 15 kyr AP (después del presente), mientras que no se formarían capas de hielo hasta los 130 kyr AP con niveles de CO2 de 250 ppm. Los cambios en la insolación estival de 65° N para los próximos 50 kyr son tan pequeños que concluyen que con niveles de CO2 que reproducen los registros de Vostok (una disminución de 296 a 184 ppm durante los próximos 114 kyr), el interglaciar actual debería durar unos 50.000 años más. Dado que el único interglaciar largo del Pleistoceno medio a tardío es MIS 11c, se confirmó como un análogo adecuado porque tuvo cambios de insolación estival 65° N similarmente bajos y niveles de CO2 relativamente altos (como un interglaciar cálido).

Las principales conclusiones de Loutre y Berger (2000) fueron que no se cruzaría ningún umbral de insolación en los próximos 40 kyr, y que el inicio de un glaciar en los próximos 50 kyr requeriría niveles de CO2 anormalmente bajos. Este resultado de la modelización se confirmó en múltiples ocasiones (Cochelin et al. 2006; Mysak 2008). Archer y Ganopolski (2005) pintaron un escenario más drástico, con la liberación de 5.000 GtC (545 GtC se liberaron entre 1870-2014) impidiendo la glaciación durante el siguiente medio millón de años. Ganopolski et al. (2016) determinaron un umbral de 65° N insolación estival/CO2 para el inicio de la glaciación a partir de realizaciones de modelos. Con dicho umbral, ni siquiera el nivel preindustrial de CO2 de 280 ppm podría producir un interglaciar en la actualidad, y las emisiones de carbono acumuladas actuales ya impiden un inicio glaciar en los próximos 50 kyr.

La hipótesis del largo Holoceno interglaciar se ha convertido en un axioma que rara vez se cuestiona en la literatura científica y que cuenta con el pleno respaldo del IPCC. Sin embargo, este axioma se basa exclusivamente en estudios de modelos que descansan en tres supuestos que no han sido demostrados:

1a. El inicio de los glaciares ha dependido en el pasado de una insolación estival de 65 N°
2a. El clima es muy sensible a los niveles de CO2 . Los modelos producen una media de 3° C/doble de CO2
3a. Los niveles de CO2 permanecen elevados durante decenas de miles de años después de un pulso.

Si alguna o todas las siguientes posibilidades alternativas fueran correctas

1b. El inicio de los glaciares depende de la energía estival (oblicuidad)
2b. El clima tiene una sensibilidad de baja a media al CO2 , c. 1,5° C/doubling of CO2
3b. Los niveles de CO2 elevados artificialmente después de un pulso pueden volver a descender cerca de la línea de base en unos pocos siglos

...la predicción sería completamente diferente. Y ya sabemos que 1a es errónea. Ya hemos mostrado pruebas de que el inicio de los glaciares está impulsado por la caída de la oblicuidad, bien reflejada en la energía estival, y no por la insolación estival de 65° N. Los modelos no parecen ser tan sensibles a los cambios de oblicuidad como el clima y probablemente se deba a su incapacidad para reproducir los cambios en el gradiente latitudinal de temperatura y los cambios resultantes en el transporte meridional de energía. Otra cosa que ignoran los modelos es que, aunque la baja excentricidad favorece pequeños cambios en la insolación estival de 65° N debido a una órbita casi circular, también favorece claramente la acumulación de volumen de hielo durante los periodos de baja energía estival. Los ciclos de excentricidad de 100 y 400 kyr están asociados a un elevado volumen de hielo en los momentos de baja excentricidad (véase la Fig. 2.12b), y la excentricidad actual es muy baja y disminuirá durante los próximos 26 kyr, alcanzando un valor casi nulo (0,002). MIS 11c, a pesar de ser un interglaciar muy largo y muy cálido con altos niveles de CO2 , fue seguido por 60 kyr de pequeños cambios de 65° N insolación estival, análogos a los que nos esperan en el futuro. Durante ese periodo el planeta consiguió acumular más hielo que durante el periodo equivalente posterior al MIS 5e, cuando se produjeron cambios de insolación mucho mayores y una mayor excentricidad. Los modelos no reflejan adecuadamente el ciclo glacial de 100 años que los paleoclimatólogos han reconocido durante las últimas cinco décadas.

No todos los autores han aceptado al pie de la letra los supuestos no probados de los modelos. Tzedakis et al. (2012) eludieron el problema de la sensibilidad al CO2 intentando determinar la duración natural del Holoceno bajo 245 ppm de CO2 utilizando la analogía del MIS 19c. Si la sensibilidad al CO2 resulta ser baja, su escenario podría ser realista. Su estudio concluye que con 245 ppm de CO2 el final del actual interglaciar se produciría en los próximos 1500 años.

Vettoretti y Peltier (2004, 2011) han cuestionado la solidez de la hipótesis de que el inicio de los glaciares depende de la insolación y del CO2 . Estudiaron por separado el efecto de los distintos componentes de los cambios orbitales, y descubrieron que un valor bajo de oblicuidad es lo más importante para determinar la fuerza del proceso de inicio, seguido en orden de importancia por la magnitud del forzamiento de excentricidad-precesión. También constatan que las zonas con una capa de nieve perenne son mucho más sensibles al régimen de insolación que a las concentraciones de GEI. Llegan a la conclusión de que, en ausencia de forzamiento antropogénico moderno, la glaciación comenzaría en el próximo mínimo de oblicuidad dentro de 10 Kyr. Estos resultados contradicen algunos de los supuestos de la hipótesis del largo interglaciar.

14.6 La cola gorda del tiempo de ajuste del CO2 antropogénico

A pesar de la intensa investigación, el conocimiento del ciclo del carbono sigue siendo muy insuficiente. En particular, los flujos netos de carbono entre diferentes reservorios tienen una gran incertidumbre, debido en gran medida a las grandes diferencias en las mediciones regionales (Ballantyne et al. 2015; Fig. 14.6). También el comportamiento de los sumideros ha sido fuente de importantes sorpresas en el pasado (Schindler 1999), debido al rápido crecimiento inesperado de la captación neta mundial de carbono por los sumideros oceánicos y de la biosfera (Ballantyne et al. 2015). Además, los modelos indican que la fracción de nuestras emisiones que permanece en la atmósfera (fracción aérea) debería aumentar con el tiempo, pero tenemos pruebas de lo contrario (Keenan et al. 2016). Nuestro conocimiento imperfecto del ciclo del carbono está incorporado en los modelos del sistema terrestre que, a partir de diferentes escenarios de emisiones, producen las concentraciones atmosféricas de CO2 que los modelos de circulación general (modelos climáticos) utilizan como datos de entrada. Millar et al. (2017) han demostrado que los modelos de los sistemas terrestres funcionan de forma incorrecta y contribuyen a que los modelos actuales se calienten demasiado.

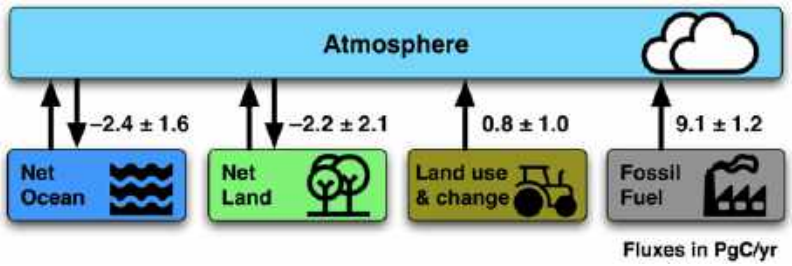


Fig. 14.6 Diagrama de los flujos atmosféricos del presupuesto global de carbono
Los principales flujos netos de carbono al depósito atmosférico de CO2 proceden de las emisiones de combustibles fósiles y del uso y la conversión del suelo. La absorción neta de carbono por la tierra y el océano desde el depósito de CO2 atmosférico es el residuo de flujos mucho mayores en ambos sentidos. Flujo de carbono indicado en petagramos de C por año. Las estimaciones de error para cada flujo en 2010 se expresan como ±2σ. Las estimaciones de error son de la misma magnitud que los flujos, excepto en el caso de los combustibles fósiles. Según Ballantyne et al. (2015).

Dados los problemas para delimitar y predecir la evolución del ciclo del carbono en las últimas décadas, resulta sorprendente que el IPCC escriba: *"La eliminación de todo el CO2 emitido por el hombre de la atmósfera mediante procesos naturales tardará unos cientos de miles de años (confianza alta)... evaluamos que alrededor del 15 al 40% del CO2 emitido hasta 2100 permanecerá en la atmósfera más de 1000 años"* (IPCC-AR5, Ciais et al. 2013, pg. 472).

Así pues, hace unas décadas éramos incapaces de predecir que más del 50% de nuestras emisiones de CO2 , en rápido crecimiento, desaparecerían de la atmósfera sin ningún retraso, o que la fracción eliminada podría realmente aumentar a pesar del incremento exponencial de las emisiones, y sin embargo tenemos una gran confianza en que entre el 15 y el 40% permanecerá en la atmósfera dentro de 1000 años. Está claro que hemos subestimado enormemente la capacidad de los sumideros de carbono para hacer frente a nuestras emisiones, por lo que no podemos tener una gran confianza en las predicciones para un futuro lejano. El problema es que nos enfrentamos a una situación sin precedentes, por lo que las respuestas que podemos obtener de la ciencia conllevan una enorme incertidumbre que no puede ser debidamente acotada por las pruebas. Se suele citar como precedente el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno; sin embargo, su excursión isotópica del carbono tuvo lugar hace tanto tiempo que nuestro escaso conocimiento de su fuente, cantidad y escala temporal de liberación impide cualquier estimación significativa de su descomposición.

La confianza del IPCC procede esencialmente de los estudios de David Archer, que desde 1997 se ha convertido en la autoridad de referencia. Está claro que el desenterramiento y la liberación de enormes reservas fósiles de carbono constituyen una perturbación a largo plazo del ciclo del carbono. Dado que el carbono sólo sale permanentemente del ciclo del carbono de forma muy lenta a través del enterramiento del carbonato cálcico en el fondo marino y la meteorización de las rocas de silicato, los diferentes compartimentos del ciclo del carbono tendrán que lidiar con el exceso de carbono durante mucho tiempo, lo que debería conducir necesariamente a un equilibrio entre compartimentos a niveles más altos que antes de la perturbación. En la actualidad, la complejidad de los efectos implicados se está estudiando con modelos de caja, pero cada paso del proceso requiere asumir suposiciones. Se supone que la biosfera terrestre, que actualmente es un sumidero debido a un aumento de la fotosíntesis sobre la respiración, debería alcanzar el equilibrio en las décadas siguientes al fin de las emisiones antropogénicas y, a continuación, convertirse en una fuente neta a medida que disminuyan los niveles atmosféricos. Se supone entonces que la reducción del $CO2_{atmosférico}$ se producirá principalmente a través de la absorción oceánica en una escala temporal de siglos, impulsada por los cambios en la química oceánica y la mezcla de los océanos. Se supone que, a medida que se disuelve más dióxido de carbono en el océano, se pone en peligro la capacidad de amortiguación del océano y que la acidificación oceánica aumentará el factor Revelle (CO2 disuelto en relación con el carbono inorgánico disuelto). Se espera que esto reduzca la eficiencia del sumidero de carbono oceánico hasta que deje de absorber CO2 al cabo de unos 1.000 años, cuando permanezca en la atmósfera entre el 14 y el 30% del nivel máximo alcanzado (Archer y Ganopolski, 2005). También se prevé que el aumento de la temperatura contribuya a reducir la eficacia del sumidero de carbono oceánico.

La peor hipótesis de Archer (2005) implica unas emisiones antropogénicas de 1600 GtC de aquí a 2100 (545 GtC emitidas entre 1870 y 2014) y crecientes posteriormente. Hasta 1000 GtC deberían ser aportados por una inversión de los sumideros de la biosfera terrestre y los suelos, y el resto hasta 5000 GtC totales aportados por el permafrost y los depósitos marinos de clatrato de metano. Un escenario más realista, que tenga en cuenta las limitaciones de la oferta de combustibles fósiles y extrapole el calentamiento observado, sólo supondría una adición de 500-1000 GtC como máximo. Pero esta cantidad no tiene en cuenta ningún esfuerzo por reducir las emisiones. Es de esperar que una mayor certeza sobre los efectos climáticos del CO2 conduzca a esfuerzos más intensos para reducir las emisiones.

Es imposible tener una confianza alta en que el 14-30% del carbono emitido permanecerá en la atmósfera dentro de 1000 años. Esa cifra procede de un conjunto de hipótesis elaboradas a partir de un conocimiento deficiente del ciclo del carbono, y podría ser muy inferior. Esos modelos son incapaces de reproducir o explicar el aumento significativo de 20 ppm de CO2 que tuvo lugar entre 6.000 y 600 años BP. Inicializar los modelos a 6.000 años BP no produce los niveles preindustriales de CO2 de 280 ppm, a menos que se introduzcan supuestos ad hoc, lo que indica que no se puede confiar en los modelos para proyectar los niveles atmosféricos de CO2 miles de años en el futuro.

El Consejo Nacional de Investigación creó en 2008 el Comité sobre la Importancia de los Registros Geológicos Profundos para Comprender el Cambio Climático. Este órgano elaboró un informe en 2011 Understanding Earth's Deep Past: Lessons for Our Climate Future (Consejo Nacional de Investigación 2011). Este comité de expertos reconoce plenamente la incertidumbre presente en las estimaciones del tiempo de ajuste del CO2 a partir de modelos de caja:

"Aunque los cálculos de los modelos de caja no deben considerarse definitivos, sí sugieren que la perturbación de los combustibles fósiles puede interferir en la oscilación glaciar-interglaciar natural impulsada por cambios predecibles en la órbita de la Tierra, adelantando quizá en decenas de miles de años el inicio de la próxima 'edad de hielo 'del hemisferio norte". Una exposición más convincente de la cuestión central de "cuánto tiempo" requiere modelos más completos. La confianza científica en esos modelos sólo será alta si pueden evaluarse con respecto a la observación. El registro histórico, e incluso la extensión del registro climático del Cuaternario, no contienen nada comparable".

La cola gorda propuesta del tiempo de ajuste del CO2 antropogénico debe tomarse como un escenario posible si ciertos supuestos son correctos, y no como lo que se espera que ocurra.

14.7 Inicio de los glaciares en el Holoceno

El inicio de los glaciares es la transición del clima interglaciar a la glaciación, un proceso caracterizado por la acumulación de capas de hielo y el descenso del nivel del mar. Sin embargo, no existe una definición unívoca del inicio de la glaciación que permita situarlo en un momento concreto de cada interglaciación. En el modelo dinámico de excitación/relajación de las glaciaciones discutido en el capítulo 2 (véase el apartado 2.9, Fig. 2.15), e ilustrado en la Fig. 14.3, la aparición de un glaciar puede entenderse como un paso irreversible de un estado interglaciar casi estable a un proceso de relajación hacia un estado glaciar estable, que tiene lugar una vez que las condiciones que hicieron posible el interglaciar han desaparecido, y una vez que la deriva descendente de la temperatura permite el cruce del límite en el punto de compromiso (Fig. 14.3, punto inestable).

Se puede observar un punto de inflexión en el registro de temperatura proxy antártico de los interglaciares pasados. En cada caso, el lento descenso de la temperatura del interglaciar tardío se acelera repentinamente en un descenso terminal hacia condiciones glaciares (Fig. 14.7). En el caso del interglaciar Eemiense, este punto de inflexión tiene lugar a los 120 ka, coincidiendo con la determinación del inicio glaciar por diferentes criterios (Fig. 14.4), lo que confirma la fecha. Se puede asumir que el punto de inflexión en la tasa de enfriamiento corresponde al inicio glaciar en todos los casos, y se puede explicar como un punto en el que la intensificación de las retroalimentaciones positivas (como el hielo-albedo, los cambios en la vegetación, o los cambios en las corrientes oceánicas), conduce a un aumento del gradiente de temperatura latitudinal, una intensificación del transporte meridional de calor hacia los polos, y el consiguiente enfriamiento acelerado del planeta hacia la glaciación.

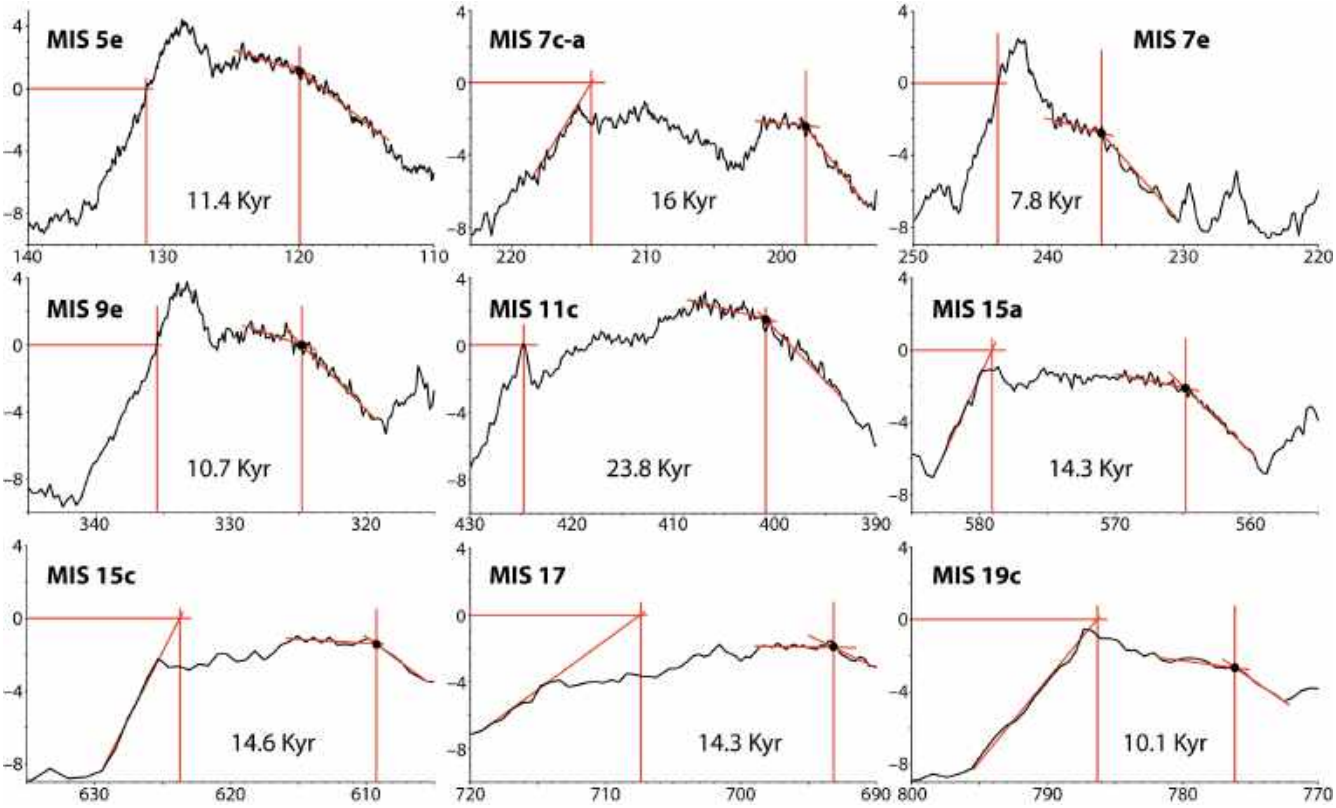


Fig. 14.7 Normalización de la longitud interglaciar
El comienzo de un interglaciar se define, como para el Holoceno, por el momento en que la anomalía de temperatura del Domo C de EPICA alcanza 0° C, o extrapolando la tasa de calentamiento hasta el valor 0° C. El final de un interglaciar se define en el punto de inflexión en el que la anomalía de temperatura EPICA Dome C aumenta su tasa de enfriamiento hacia valores glaciares.

El inicio de un interglaciar también carece de una definición formal. En el caso del Holoceno, el inicio se sitúa formalmente hace 11.700 años (Walker et al. 2009). En ese momento el registro de temperatura proxy de deuterio EPICA Dome C no muestra ninguna anomalía con respecto al valor actual (0° C anomaly). Para una comparación consistente podemos definir el comienzo de cada interglaciar en el momento en que alcanzan por primera vez 0° C de anomalía en el registro EPICA Dome C. Para los interglaciares más fríos que no alcanzaron 0° C de anomalía, elegir una temperatura más baja llevaría a sobreestimar su duración, ya que una temperatura más baja se alcanza antes. Una elección más correcta, en opinión del autor, es extrapolar la tendencia de calentamiento hasta el punto en el que habría alcanzado 0° C de anomalía, eligiendo ese momento como el inicio normalizado del interglaciar (Fig. 14.7; tabla 14.1). Esta elección evita el importante sesgo de

sobreestimar la duración de los interglaciares fríos. MIS 13a no puede ser normalizado y no se analiza bajo los criterios elegidos aquí.

Interglacial	Start	End	Length
MIS 1	11,700		
MIS 5e	131,400	120,000	11,400
MIS 7c–a	(-214,200)	198,200	16,000
MIS 7e	243,800	236,000	7,800
MIS 9e	335,500	324,800	10,700
MIS 11c	424,800	401,000	23,800
MIS 15a	(-579,100)	564,800	14,300
MIS 15c	(-623,800)	609,200	14,600
MIS 17	(-707,400)	693,100	14,300
MIS 19c	(-786,300)	776,200	10,100

Tabla 14.1 Longitud interglaciar normalizada
Fechas en años AP para el inicio, el final y la duración de los interglaciares normalizados. Las fechas entre paréntesis se extrapolan a partir de la tasa de calentamiento. Estas fechas y duraciones se utilizan para comparar las condiciones orbitales interglaciares durante el resto del capítulo.

Normalizados de este modo, los interglaciares tienen una duración de entre 10 y 16 kyr, con una media de 13 kyr, con dos excepciones: MIS 7e y MIS 11c. La configuración orbital explica la longitud anómala de MIS 7e y MIS 11c (Fig. 14.8, véase también Fig. 2.16). Una regla consistente es que todos los interglaciares terminan cuando la oblicuidad es baja. Ningún interglaciar de los últimos 800 ka ha ido más allá de 15.5 kyr desde el máximo de oblicuidad (Fig. 14.8a). Dado que MIS 7e tuvo un comienzo tardío con respecto al ciclo de oblicuidad, se convirtió en un interglaciar muy corto. Como el MIS 11c comenzó pronto en el ciclo de oblicuidad debido a su inusual insolación precesional, se convirtió en un interglaciar muy largo. La baja excentricidad permite interglaciares largos cuando se dan otras condiciones, pero no hace que sean largos.

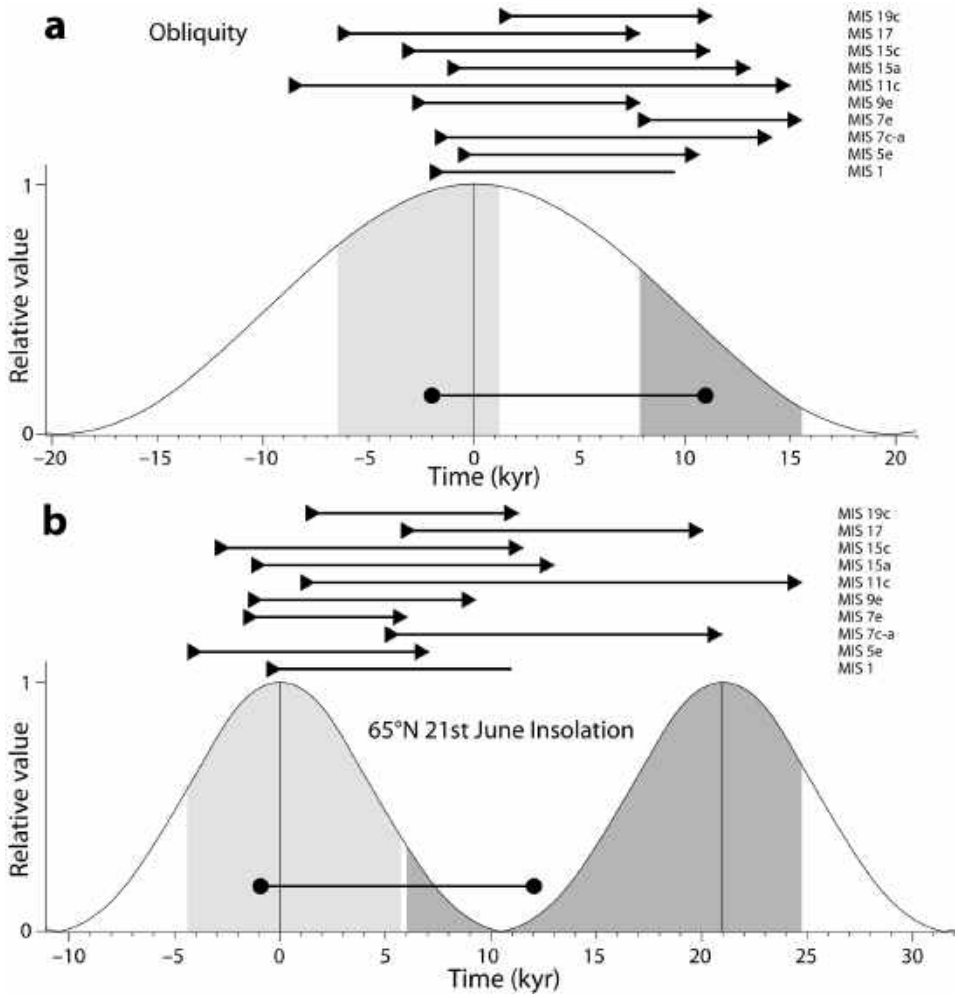


Fig. 14.8 Configuración orbital interglaciar
a) Fechas de inicio y fin interglaciares (triángulos en flechas) relativas al máximo de oblicuidad. El área gris claro indica el inicio interglaciar para todos los interglaciares excepto MIS 7e y MIS 11c que tuvieron una duración anómala debido a que empezaron demasiado tarde y demasiado pronto respectivamente en el ciclo de oblicuidad. El área gris oscura indica el final interglaciar para todos los interglaciares. Los círculos indican el inicio y el final de un interglaciar típico con una duración media de 13 kyr. Los interglaciares comienzan cuando la oblicuidad es alta y terminan cuando es baja. **b)** Fechas de inicio y fin de los interglaciares (triángulos en las flechas) en relación con el máximo de insolación del verano boreal. El área gris claro indica el inicio interglaciar para todos los interglaciares. El área gris oscuro indica el final interglaciar para todos los interglaciares. Los círculos indican el inicio y el final de un interglaciar típico con una duración media de 13 kyr. Los interglaciares comienzan cuando la insolación es alta, pero pueden terminar en cualquier momento del ciclo de insolación.

La otra regla orbital es que los interglaciares de los últimos 800 ka comienzan cuando la combinación de oblicuidad e insolación precesional es suficientemente alta (alta energía estival). La insolación precesional es irrelevante para el inicio glaciar, ya que tres interglaciares (MIS 7c-a, MIS 11c y MIS 17) fueron capaces de sobrevivir a un mínimo de insolación, pero sufrieron un inicio glaciar cerca del siguiente máximo, cuando la oblicuidad descendió. Un interglaciar típico (Fig. 14.8, línea entre círculos) comienza 2000 años antes del máximo de oblicuidad, y 1000 años antes del máximo de insolación, y dura 13.000 años. Hasta ahora, el Holoceno se aproxima extraordinariamente a un interglaciar típico en términos astronómicos y de duración.

La configuración orbital por sí sola puede explicar cuándo comienzan y terminan los interglaciares, mientras que los cambios en los niveles de CO_2 no. La temperatura interglaciar está inversamente correlacionada con la cantidad de volumen de hielo antes de que comience la deglaciación (véase la Fig. 2.15; los interglaciares más cálidos corresponden a un mayor volumen de hielo previo). La temperatura interglaciar también está directamente correlacionada con el CO_2 (véase la Fig. 12.8). Y el volumen de hielo está inversamente correlacionado con la excentricidad (véanse Figs. 2.12 y 2.15). Como es difícil explicar por qué los niveles de CO_2 están inversamente correlacionados con el volumen de hielo anterior, la explicación más probable es que los niveles de CO_2 son una consecuencia de los niveles de temperatura, no una causa (excentricidad→ volumen de hielo→ temperatura → CO_2). El inicio de los glaciares eemianos y los siguientes 5.000 años de enfriamiento tuvieron lugar bajo niveles estables de 270 ppm de CO_2 , lo que indica que el inicio de los glaciares responde a cambios

orbitales, no a cambios de CO2 . A pesar de esta evidencia, el IPCC expresa la certeza virtual de que no es posible un nuevo inicio glacial en los próximos 50 kyr si los niveles de CO2 se mantienen por encima de 300 ppm (IPCC-AR5, Masson-Delmotte et al. 2013, pg. 435). Las mediciones de los núcleos de hielo indican que los niveles de CO2 en los inicios de glaciares pasados siempre han estado por debajo de 300 ppm, pero simplemente no hay pruebas que indiquen lo altos que deben ser los niveles de CO2 para detener un inicio glacial, si es que eso es posible.

Es bien sabido que existe un retraso entre la señal astronómica y las pruebas geológicas del cambio climático. Este retraso, en el caso de la oblicuidad, es de unos 6000 años (Huybers 2009; Donders et al. 2018). La conclusión lógica es que el umbral astronómico para el inicio glaciar se cruza c. 6000 años antes de que tenga lugar. Esta inferencia se ve apoyada por la presencia al final de los interglaciares de un periodo de descenso de las temperaturas antes de alcanzar el punto de inflexión que indica que el inicio glaciar ha tenido lugar (Fig. 14.7). En el Holoceno este periodo se denomina Neoglaciación, y también se observa entre 126-120 ka en el Eemiense (Fig. 14.4).

El análisis de las condiciones orbitales que producen un inicio glaciar requiere examinarlas 6000 años antes del punto de inflexión, en la tasa de enfriamiento al final del interglaciar. El inicio glaciar no tiene lugar a 65° N, sino a 70° N, donde empiezan a crecer las capas de hielo (Birch et al. 2017). El examen de la energía estival de 70° N (en el umbral de 250 $W/m^{(2)}$) 6000 años antes del inicio glacial (Fig. 14.9, diamantes) revela un umbral en 4,96 GJ/m^2cuando la "decisión" orbital de inicio glacial ya se ha tomado para todos los interglaciares anteriores (Fig. 14.9, línea continua). Un valor máximo de energía estival anterior a la "decisión" de inicio glacial por parte de seis de los nueve interglaciares es aparente en 4,99 $GJ/m^{(2)}$ (Fig. 14.9, línea discontinua). Este estrecho margen de sólo 0,03 $GJ/m^{(2)}$) constituye el intervalo en el que la mayoría de los interglaciares se comprometen a iniciar el glaciar 6000 años más tarde, mientras que algunos interglaciares parecen tomar la decisión antes. Dos de las excepciones, MIS 9e y MIS 5e, tienen en común una duración muy por debajo de la media (10,7 y 11,4 kyr), y ser muy cálidos muy pronto, ya que son los únicos interglaciares que alcanzan +3,7 ° C en todo el núcleo de hielo EPICA Dome C de 800 kyr (Fig. 14.7; Jouzel et al. 2007). Es posible que el hecho de ser muy cálido, muy temprano, marque una tendencia temprana al enfriamiento en un interglaciar. Por el contrario, la otra excepción, MIS 17, es el interglaciar más frío de los últimos 800 kyr, ya que es el único que no alcanzó -1,5 °C en los datos de EPICA, y aún así se considera un interglaciar. No es descabellado suponer que la temperatura afecta a la duración interglaciar y, por tanto, al tiempo necesario para alcanzar el inicio glaciar. Pero para los interglaciares que se desvían menos de la temperatura media, la ventana energética de insolación estival 6000 años antes del inicio glaciar es sorprendentemente estrecha. El Holoceno está dentro de una desviación estándar de la temperatura interglaciar media (Fig. 14.10).

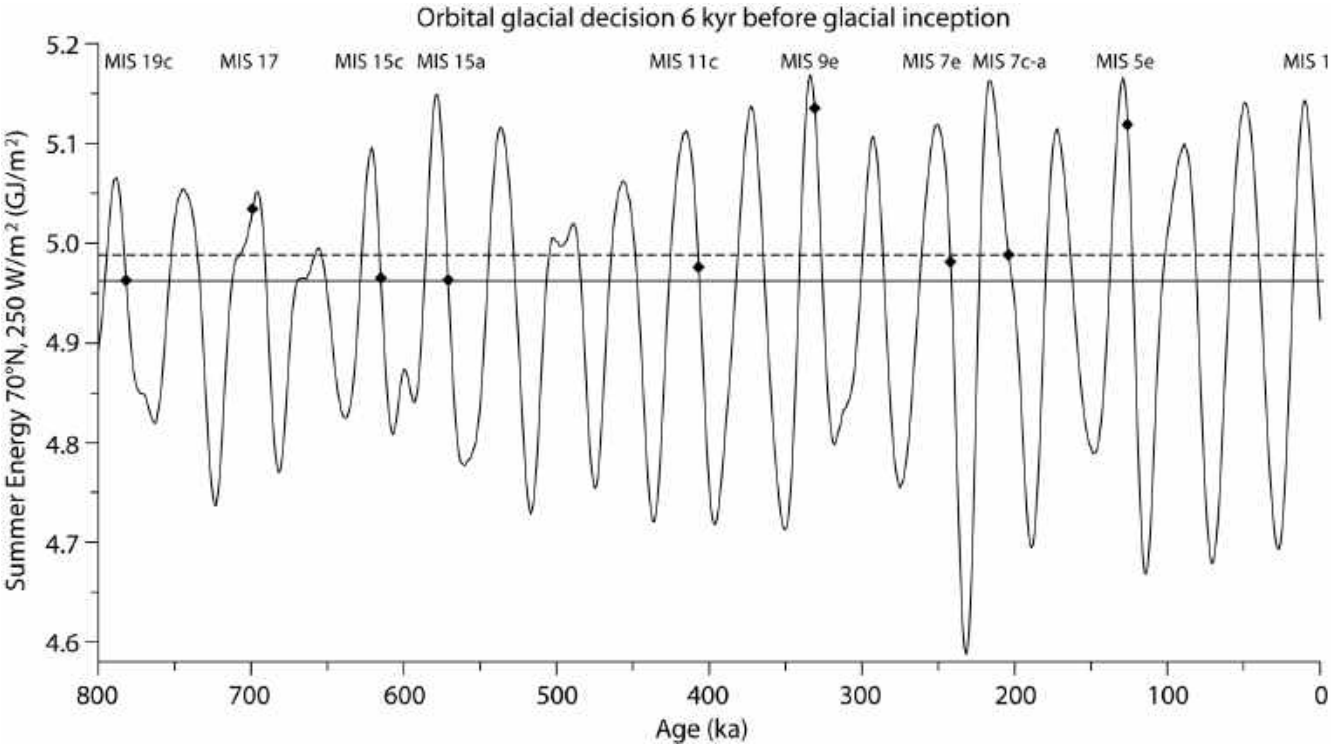


Fig. 14.9 Decisión orbital de terminar un interglaciar

Energía estival en 70° N con un umbral de 250 W/m^2para los últimos 800 ka. Los rombos marcan la posición 6 kyr antes del inicio de la glaciación, tal y como se observa (Fig. 14.7) en el registro de temperatura del EPICA Dome C para cada interglaciar, excepto MIS 13. La línea continua marca el valor más bajo observado antes del inicio de la glaciación (Fig. 14.10). La línea continua marca el valor más bajo observado (4,96 $GJ/m^{2)}$. La línea discontinua marca el valor más alto para seis de los nueve interglaciares considerados. El Holoceno (MIS 1) ya está por debajo del valor umbral inferior, ya que la curva termina en el presente.

El límite superior de 4,99 GJ/m$^{(2)}$) fue superado por el Holoceno hace 2400 años, y el límite de 4,96 GJ/m^{2}fue superado hace 1400 años, por lo que la decisión orbital de poner fin al Holoceno se tomó probablemente entre esas dos fechas. Sólo por consideraciones orbitales, el Holoceno debería sufrir un inicio glaciar en 3600-4600 años, pero podrían quedarle tan sólo 1000 años si el inicio de la Neoglaciación hace 5000 años se corresponde con el compromiso orbital del Holoceno hacia el inicio glaciar. La duración media de los interglaciares similares al Holoceno es de 13.800 años. Esa duración situaría el final del Holoceno, dentro de 2000 años, justo en el centro del rango de oblicuidad para el final de cada interglaciar, 12 kyr después de que se alcance el máximo de oblicuidad (Fig. 14.8a, área gris oscura), algo más de una cuarta parte del ciclo de oblicuidad. El marco temporal de alta probabilidad orbital para el inicio de los glaciares es de 1500-4500 años en el futuro. Pero entre 1500-2500 años a partir de ahora, debería haber un periodo en el que se esperan dos mínimos consecutivos en el ciclo solar de Eddy separados por un mínimo en el ciclo solar de Bray, definiendo un periodo similar al de 8.4-7.1 ka cuando ocho grandes mínimos solares tuvieron lugar en rápida sucesión (ver Fig. 13.7). Este periodo coincidió con uno de los periodos climáticos más duros del Holoceno hasta el momento, marcado por la sucesión de los ACEs 8.2, 7.7 y 7.2-ka (ver Fig. 6.4), coincidiendo con cambios muy importantes en las sociedades humanas (ver Secciones 6.4 & 6.5). 1500-2500 años a partir de ahora definen un marco temporal de alta probabilidad solar para el inicio glacial dentro de la ventana orbital de tiempo.

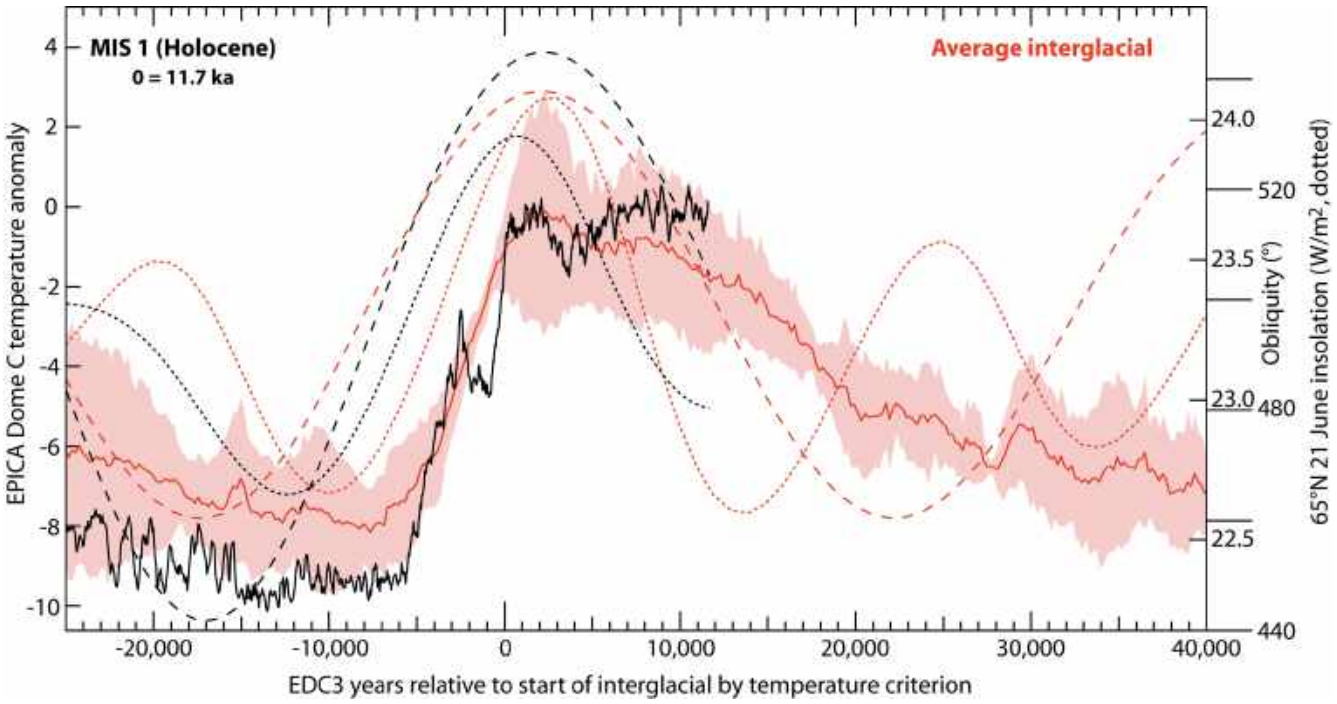


Fig. 14.10 El Holoceno es un interglaciar típico
El perfil de temperatura del Holoceno (curva sólida negra, a partir de los datos del EPICA Dome C), la evolución de la oblicuidad (curva discontinua negra) y la evolución de la insolación estival de 65° N (curva punteada negra), no muestran una desviación significativa respecto a los valores respectivos de un interglaciar medio (curvas rojas y bandas rosas de 1σ) de MIS 5e, 7c-a, 9e, 15a, 15c y 19c, alineados en 787.0, 624,4, 579,6, 335,5, 214,7 y 131,4 ka en fechas EDC3. La curva de insolación estival media interglaciar no incluye los valores del MIS 7c-a. El Holoceno se alineó a 11,7 ka. Datos según Jouzel, et al. (2007); Laskar et al. (2004). La proximidad de los datos del Holoceno a los de la mayoría de los interglaciares no apoya la hipótesis de un largo interglaciar por motivos astronómicos, y sugiere que estadísticamente el Holoceno está a punto de llegar al principio de su fin.

El análisis de la decisión orbital de adelanto respecto al inicio glaciar de retraso, 6 kyr más tarde, ofrece posibles respuestas a algunas preguntas, como por qué el Holoceno no terminó en la LIA. El Periodo Neoglaciar comenzó a los 5,2 ka, y es probable que el LIA tuviera lugar demasiado pronto, y que el interglaciar fuera entonces demasiado joven para el inicio glaciar. El intenso enfriamiento acompañado de la extensión de los glaciares y la reducción de 280 a 270 ppm de CO2 (el nivel de inicio glaciar del Eemian) indican que probablemente estuvo cerca de producirse, lo que dio lugar a un rebote posterior de la temperatura. Del mismo modo, la "hipótesis antropogénica temprana" de Ruddiman (Ruddiman 2007), que afirma que una glaciación fue evitada por la liberación agrícola temprana de gases de efecto invernadero, es innecesaria. Con o sin intervención humana, el Holoceno no debería haber terminado aún, ya que no se ha llegado a la situación en la que interglaciares similares entran en el inicio de una glaciación. La cuestión del aumento de los GEI durante el Holoceno medio y tardío sigue siendo controvertida, pero no guarda relación con la duración del actual interglaciar.

14.8 La próxima glaciación

Sin intervención humana, la próxima glaciación debería comenzar en tan sólo 1500-4500 años. La pregunta que no podemos responder con ningún grado de certeza es cuán altos tendrían que ser los niveles de CO2 para impedir el inicio de la glaciación. La energía estival va a ser muy baja durante los próximos 20.000 años y eso debería requerir niveles de CO2 suficientemente elevados durante ese tiempo. Otra posibilidad es que la tecnología se desarrolle hasta el punto de que la humanidad pueda evitar la próxima glaciación. Son preguntas que no tienen respuesta, pero podemos hacer deducciones razonables a partir de lo que sabemos.

Se calcula que en los últimos 150 años hemos producido 545 GtC, lo que ha provocado un aumento del CO2 atmosférico de 125 ppm. Las estimaciones de fuentes acreditadas sitúan el pico de producción de combustibles fósiles en unas pocas décadas (véase el apartado 13.3). Aunque el carbono fósil sea más abundante, es posible que ya hayamos extraído entre un tercio y la mitad de lo que extraeremos en los próximos siglos. Las restricciones de la oferta deberían limitar nuestras emisiones incluso en el improbable caso de que no las limitemos nosotros mismos. Si estas estimaciones son correctas, los niveles máximos de CO2 atmosférico no deberían superar las 550 ppm (Fig. 14.11, línea discontinua). A continuación debería producirse un rápido descenso del CO2 a medida que los océanos y la biosfera absorban la mayor parte, pero según los modelos actuales deberían mantenerse unas 320 ppm durante mucho tiempo (Archer 2005). Si esta suposición es correcta, la cuestión es si 320 ppm de CO2 podrían detener una glaciación, como afirma con casi total certeza el IPCC. Sabemos que el Eemiense entró en glaciación con 270 ppm, 50 ppm por debajo de los futuros niveles estimados. Un resultado opuesto a partir de sólo 50 ppm de diferencia requeriría una sensibilidad climática al CO2 muy elevada. El aumento de 100 ppm entre 1959 y 2021 ha ido acompañado de una variabilidad climática dentro del rango interglaciar, ya que no se han reproducido las condiciones del Óptimo Climático del Holoceno (véase el apartado 12.3). Lograr cambios de escala interglaciar-glaciar podría requerir una cantidad de GEI mucho mayor que la disponible.

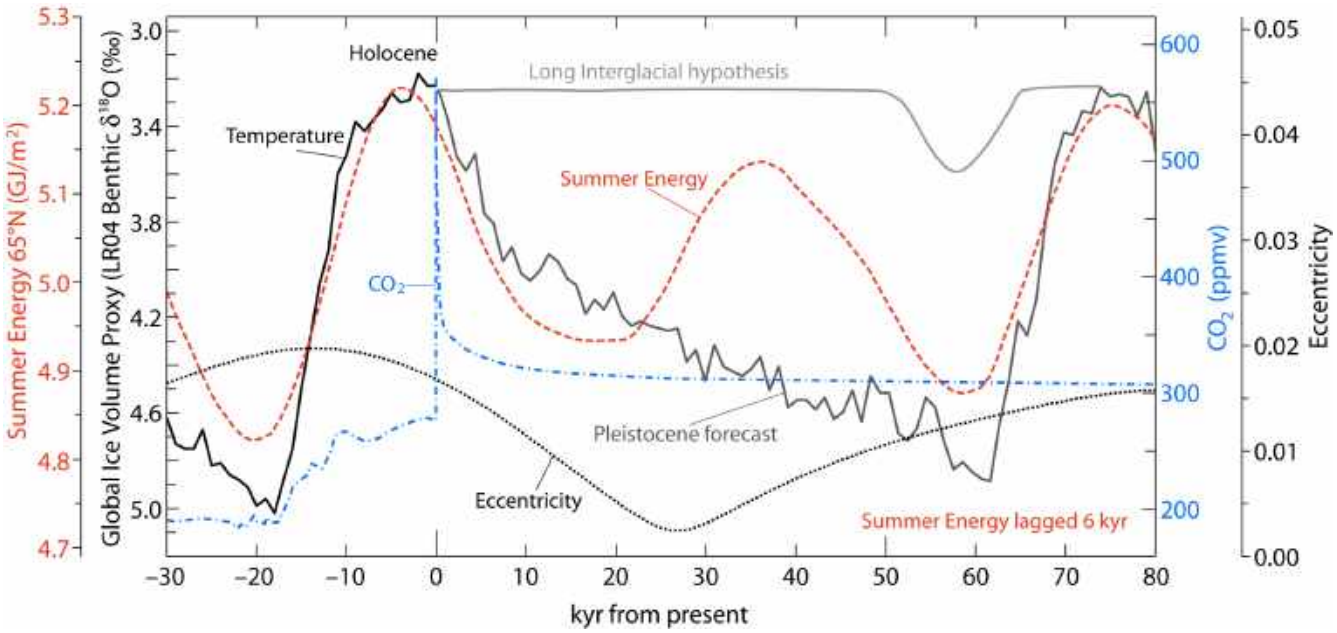


Fig. 14.11 Previsiones climáticas futuras para los próximos 80 kyr
Proxy de volumen de hielo global de la pila bentónica LR04 para los últimos 30 kyr (curva negra; según Lisiecki & Raymo 2005). Excentricidad orbital para los últimos 30 kyr y los futuros 80 kyr (curva negra de puntos finos; según Laskar 2004). Energía estival a 65° N con un umbral de 275 W/m^{2}para los últimos 30 kyr y los futuros 80 kyr con un desfase de 6000 años (curva roja discontinua; según Huybers 2006). Niveles pasados de CO2 procedentes de núcleos de hielo y evolución modelizada de la concentración de CO2 a largo plazo tras un impulso de 1250 GtC (curva azul discontinua; según Archer 2005). Previsión del volumen global de hielo futuro considerando únicamente las condiciones orbitales mediante la reproducción del cambio en el volumen de hielo tras MIS 11c, 402-322 Kyr BP, un periodo con una evolución orbital similar (curva gris oscura). Futuro volumen global de hielo modelizado tras un pulso de 1000 GtC, representando la hipótesis del largo interglaciar (curva gris claro; según Ganopolski et al. 2016).

Cuando se produzca el inicio glacial, los casquetes de hielo de la isla de Baffin (Fig. 14.12) y del archipiélago ártico canadiense comenzarán a crecer, iniciando la capa de hielo de las Laurentides (Birch et al. 2017), y los casquetes de hielo también deberían crecer inicialmente sobre las islas de Siberia Occidental. Los glaciares de Noruega deberían crecer hacia el mar y empezar a liberar icebergs debido al aumento de las precipitaciones invernales. El crecimiento de la capa de hielo de Fennoscandia, sin embargo, debería retrasarse por una intensificación de la Circulación Meridional de Vuelco del Atlántico, que se espera que traiga más calor hacia los mares nórdicos (Born et al. 2010). En 10.000 años deberían haberse desarrollado

grandes capas de hielo que provocarían un descenso del nivel del mar de 30-40 m. La excentricidad actual es muy baja y va a seguir disminuyendo hasta casi cero en los próximos 26 kyr (Fig. 14.11, línea de puntos). Aunque la baja excentricidad impide que la insolación sea demasiado baja, también impide que sea demasiado alta, por lo que el hielo acumulado durante los periodos de baja energía estival no se derrite significativamente durante los periodos de mayor energía estival. El resultado es que la baja excentricidad favorece un crecimiento más rápido de la capa de hielo.

Fig. 14.12 Casquetes de hielo de la isla de Baffin
Los casquetes de hielo Barnes y Penny en la isla de Baffin (Canadá) son los últimos vestigios de la capa de hielo Laurentide de la glaciación Wisconsiniense. Se prevé que desaparezcan en 300 años si el Calentamiento Global Moderno sigue intensificándose (Gilbert et al. 2017). En cambio, junto con el archipiélago ártico canadiense y las islas de Siberia Occidental, podrían constituir los lugares de inicio de la próxima glaciación. Imagen compuesta a partir de varias imágenes de satélite worldview de la NASA de agosto-septiembre de 2010-2014.

El próximo periodo de alta energía estival dentro de 35 kyr no puede dar lugar a un nuevo interglaciar. Las oscilaciones de oblicuidad e insolación están desalineadas durante ese periodo (no se muestra), y a pesar de un rápido crecimiento de la capa de hielo, el volumen de hielo debería seguir siendo demasiado bajo, por lo que todas las condiciones necesarias para un interglaciar del Pleistoceno medio a tardío faltan en 35 kyr. Muy al contrario, la baja excentricidad debería hacer que el volumen de hielo creciera a través del pico de energía estival, como ocurrió durante el periodo glaciar MIS 10 bajo una excentricidad igualmente baja (Fig. 14.11, línea gris oscura). Por el lado positivo, la rápida acumulación de volumen de hielo durante los siguientes 60 kyr debería crear las condiciones adecuadas para un nuevo interglaciar en 70 kyr, cuando una alineación orbital correcta y un volumen de hielo suficiente deberían producir el siguiente interglaciar.

Si Berger y Loutre (2002), Archer (2005), y Ganopolski et al. (2016) están en lo cierto, y el CO_2 residual en la atmósfera permitirá, por primera vez en dos millones de años, la supervivencia de un interglaciar a través de un mínimo de oblicuidad, entonces el Holoceno debería durar al menos 50 kyr más (Fig. 14.11, línea gris clara).

El forzamiento de Milankovitch es una fuerza muy poderosa cuando actúa durante milenios. Con la ayuda de las retroalimentaciones apropiadas, hace que el planeta entre en periodos glaciares muy fríos y luego derrite las capas de hielo en

interglaciares cálidos. Es muy difícil para los científicos y para la gente en general, que viven durante un periodo de calentamiento multicentenario caracterizado por un fuerte aumento de los GEI, imaginar que a largo plazo el forzamiento de Milankovitch pueda ganar. Los romanos, que durante muchos siglos vivieron en un mundo cálido caracterizado por el progreso técnico, no podían imaginar que su poderoso imperio podría caer en medio de un enfriamiento y empeoramiento del clima y de terribles plagas en una edad oscura milenaria de pérdida de conocimientos y decadencia de la civilización. Un nuevo período glacial constituiría la mayor prueba de la humanidad y tiene claramente el potencial de constituir su peor catástrofe. El mundo está tan poblado que un enfriamiento importante nos situaría en condiciones de superación. El principio de precaución exige que empecemos a prepararnos para esa posibilidad en las próximas décadas y siglos mientras nos encontremos en un óptimo cálido, ya que los periodos de enfriamiento están plagados de problemas. En los últimos 2 millones de años, cuando la oblicuidad ha disminuido lo suficiente, siempre ha seguido un periodo glaciar. La oblicuidad está disminuyendo rápidamente y no deberíamos confiar demasiado en los modelos informáticos que nos dicen que esta vez será diferente.

14.9 Conclusiones

14a. Los interglaciares típicos duran una media de 13 kyr desde su inicio hasta el comienzo glacial, cuando su descenso de temperatura se acelera significativamente hacia niveles glaciales. El Holoceno es astronómicamente, y según la evolución de su temperatura en la Antártida, un interglaciar típico.

14b. El ciclo glaciar se ajusta a un modelo de un estado glaciar estable que alcanza un punto excitable donde una excitación rápida (calentamiento rápido) lo lleva a un estado interglaciar cuasi-estable que se degrada lentamente hasta un punto inestable (inicio glaciar) donde una relajación lenta lo lleva de nuevo al estado glaciar. Este sistema dinámico se define como un sistema de excitación rápida-lenta en torno a un colector lento de dos ramas.

14c. Debido al desfase de unos 6000 años entre el forzamiento orbital y el efecto del volumen de hielo, el umbral orbital para el inicio de los glaciares se cruza varios milenios antes de que se produzca dicho inicio. El análisis de los últimos 800 kyr indica que el umbral orbital para poner fin al Holoceno se cruzó hace 1400-2400 años.

14d. En ausencia de un forzamiento antropogénico suficiente, el inicio de los glaciares podría tener lugar en 1500-4500 años, según determinan los parámetros orbitales, la duración media de los interglaciares, la duración de la Neoglaciación y las periodicidades de la variabilidad solar.

14e. La hipótesis de la larga interglaciación se basa en un parámetro astronómico erróneo, una elevada sensibilidad climática de equilibrio al CO_2 y unas predicciones inciertas de los modelos sobre las tasas de decaimiento del CO_2 a muy largo plazo. La certeza virtual del IPCC de que no es posible una glaciación en los próximos 50 kyr si los niveles de CO_2 se mantienen por encima de 300 ppm no está respaldada por pruebas.

BIBLIOGRAFÍA

"A lo largo de la historia, quienes asumen una superioridad absoluta de creencias rara vez demuestran una inclinación natural al escepticismo o a la duda. ... Académicos, artistas y periodistas pueden resultar ser los más vociferantes conformistas y ejecutores de la ortodoxia".
Joel Kotkin (2019)

Abdussamatov HI (2013) Gran mínimo de la irradiancia solar total conduce a la pequeña edad de hielo. Revista de geología y geociencias 2 (2) 113

Abe–Ouchi A, Saito F, Kawamura K et al (2013) Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. Nature 500 (7461) 190–193

Abreu JA, Beer J & Ferriz–Mas A (2010) Past and future solar activity from cosmogenic radionuclides. In: Cranmer SR, Hoeksema JT and Kohl JL (eds) SOHO-23: understanding a peculiar solar minimum. ASP Conference Series 428 p 287

Adolphi F, Muscheler R, Svensson A et al (2014) Persistent link between solar activity and Greenland climate during the Last Glacial Maximum. Nature Geoscience 7 (9) 662–666

Ahn J & Brook EJ (2008) Atmospheric CO2 and Climate on Millennial Time Scales During the Last Glacial Period. Science 322 (5898) 83–85

Ahn J & Brook EJ (2014) Siple Dome ice reveals two modes of millennial CO2 change during the last ice age. Nature Communications 5 3723

Airapetian VS, Glocer A, Gronoff G et al (2016) Prebiotic chemistry and atmospheric warming of early Earth by an active young Sun. Nature Geoscience 9 (6) 452–456

Alekseev G, Kuzmina S, Bobylev L et al (2019) Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming. International Journal of Climatology 39 (8) 3582–3592

Allen RJ, Sherwood SC, Norris JR & Zender CS (2012) Recent Northern Hemisphere tropical expansion primarily driven by black carbon and tropospheric ozone. Nature 485 (7398) 350–354

Alley RB (2000) The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Quaternary Science Reviews 19 (1–5) 213–226

Alley RB (2007) Wally was right: Predictive ability of the North Atlantic "conveyor belt" hypothesis for abrupt climate change. Annu Rev Earth Planet Sci 35 241–272

Álvarez–Ramírez J, Echeverría JC & Rodríguez E (2011) Is the North Atlantic Oscillation modulated by solar and lunar cycles? Some evidences from Hurst autocorrelation analysis. Advances in Space Research 47 (4) 748–756

Ammann B & Fyfe RM (2014) Blytt–Sernander timescale. In: Matthews JA (ed) Encyclopedia of Environmental Change. SAGE, London, p 107. https://doi.org/10.4135/9781446247501.n457

Anchukaitis KJ, Wilson R, Briffa KR et al (2017) Last millennium Northern Hemisphere summer temperatures from tree rings: Part II spatially resolved reconstructions. Quaternary Science Reviews 163 1–22

Anderson RY (1990) Solar-cycle modulations of ENSO: a possible source of climatic change. In: Betancourt JL and MacKay AM (eds) Proceedings of the Sixth Annual Pacific Climate (PACLIM) Workshop, March 5–8, 1989: California Department of Water Resources, Interagency Ecological Studies Program Technical Report 23 77–81

Andrews JT (2009) Seeking a Holocene drift ice proxy: non-clay mineral variations from the SW to N-central Iceland shelf: trends regime shifts and periodicities. Journal of Quaternary Science 24 (7) 664–676

Andrews JT, Jennings AE, Kerwin M et al (1995) A Heinrich-like event H-0 (DC-0): Source (s) for detrital carbonate in the North Atlantic during the Younger Dryas chronozone. Paleoceanography and Paleoclimatology 10 (5) 943–952

Annan JD & Hargreaves JC (2013) A new global reconstruction of temperature changes at the Last Glacial Maximum. Climate of the Past 9 (1) 367–376

Arbic BK, MacAyeal DR, Mitrovica JX & Milne GA (2004) Palaeoclimate: Ocean tides and Heinrich events. Nature 432 (7016) 460

Arbogast RM, Jacomet S, Magny M & Schibler J (2006) The significance of climate fluctuations for lake level changes and shifts in subsistence economy during the late Neolithic (4300–2400 BC) in central Europe. Vegetation History and Archaeobotany 15 (4) 403–418

Archer D (2005) Fate of fossil fuel CO2 in geologic time. Journal of geophysical research: Oceans 110 C9

Archer D & Ganopolski A (2005) A movable trigger: Fossil fuel CO2 and the onset of the next glaciation. Geochemistry Geophysics Geosystems 6 (5)

Arias PA, Bellouin N, Coppola E et al (2021) Technical Summary. In: Masson–Delmotte V, Zhai P, Pirani A et al (eds.) Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge. In Press

Armstrong JS, Green KC & Graefe A (2015) Golden rule of forecasting: Be conservative. Journal of Business Research 68 (8) 1717–1731

Arrhenius S (1896) On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground Philosophical Magazine 41 237–276

Asayama S (2021) Threshold, budget and deadline: beyond the discourse of climate scarcity and control. Climatic Change 167 (3) 1–16

Ayarzagüena B, Baldwin MP, Birner T et al (2021) Sudden stratospheric warmings: a phenomenon with global effects. SPARC newsletter 57 8–11

Badino F, Ravazzi C, Valle F et al (2018) 8800 years of high-altitude vegetation and climate history at the Rutor Glacier forefield, Italian Alps. Evidence of middle Holocene timberline rise and glacier contraction. Quaternary Science Reviews 185 41–68

Bakke J, Lie Ø, Dahl SO et al (2008) Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. Global and Planetary Change 60 (1–2) 28–41
Baldini JU, Brown RJ & Mawdsley N (2018) Evaluating the link between the sulphur-rich Laacher See volcanic eruption and the Younger Dryas climate anomaly. Climate of the Past 14 (7) 969–990
Baldwin MP & Dunkerton TJ (1998) Biennial, quasi-biennial, and decadal oscillations of potential vorticity in the northern stratosphere. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 103 (D4) 3919–3928
Baldwin MP & Dunkerton TJ (2005) The solar cycle and stratosphere–troposphere dynamical coupling. Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics. 67 (1) 71–82
Baldwin MP, Birner T, Brasseur G et al (2019) 100 years of progress in understanding the stratosphere and mesosphere. Meteorological Monographs 59 27–1
Baldwin MP, Gray LJ, Dunkerton TJ et al (2001) The quasi-biennial oscillation. Reviews of Geophysics 39 (2) 179–229
Ballantyne AP, Andres R, Houghton R, et al (2015) Audit of the global carbon budget: estimate errors and their impact on uptake uncertainty. Biogeosciences 12 (8) 2565–2584
Bar–Yosef O (1986) The walls of Jericho: an alternative interpretation. Current Anthropology 27 (2) 157–162
Barker S, Chen J, Gong X et al (2015) Icebergs not the trigger for North Atlantic cold events. Nature 520 (7547) 333–336
Barlyaeva T, Bard E & Abarca-del-Rio R (2014) Rotation of the Earth, solar activity and cosmic ray intensity. Annales Geophysicae 32 (7) 761–771
Beer J, Tobias SM & Weiss NO (2017) On long-term modulation of the Sun's magnetic cycle. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 473 (2) 1596–1602
Beerling DJ & Royer DL (2011) Convergent Cenozoic CO2 history. Nature Geoscience 4 (7) 418–420
Belt ST, Vare LL, Massé G et al (2010) Striking similarities in temporal changes to spring sea ice occurrence across the central Canadian Arctic Archipelago over the last 7000 years Quaternary Science Reviews 29 (25–26) 3489–3504
Bereiter B, Eggleston S, Schmitt J et al (2015) Revision of the EPICA Dome C CO2 record from 800 to 600 kyr before present. Geophysical Research Letters 42 (2) 542–549
Bereiter B, Shackleton S, Baggenstos D et al (2018) Mean global ocean temperatures during the last glacial transition. Nature 553 (7686) 39–44
Berger A (1978) Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. Journal of the Atmospheric Sciences 35 (12) 2362–2367
Berger A & Loutre MF (2002) An exceptionally long interglacial ahead? Science 297 (5585) 1287–1288
Berger JF, Delhon C, Magnin F et al (2016) A fluvial record of the mid-Holocene rapid climatic changes in the middle Rhone valley (Espeluche–Lalo, France) and of their impact on Late Mesolithic and Early Neolithic societies. Quaternary Science Reviews 136 66–84
Berger WH & Von Rad U (2002) Decadal to millennial cyclicity in varves and turbidites from the Arabian Sea: hypothesis of tidal origin. Global and Planetary Change 34 (3–4) 313–325
Berger WH, Pätzold J & Wefer G (2002) A case for climate cycles: Orbit Sun and Moon. In: Wefer G, Berger WH, Behre KE and Jansen E (eds) Climate development and history of the North Atlantic realm. Springer, Berlin, pp 101–123
Bergman NM, Lenton TM & Watson AJ (2004) COPSE: a new model of biogeochemical cycling over Phanerozoic time. American Journal of Science 304 (5) 397–437
Berke MA, Johnson TC, Werne JP et al (2012) A mid-Holocene thermal maximum at the end of the African Humid Period. Earth and Planetary Science Letters 351 95–104
Berner RA & Kothavala Z (2001) GEOCARB III: a revised model of atmospheric CO2 over Phanerozoic time. American Journal of Science 301 (2) 182–204
Berson FA & Kulkarni RN (1968) Sunspot cycle and the quasi-biennial stratospheric oscillation. Nature 217 (5134) 1133–1134
Bevan A, Colledge S, Fuller D et al (2017) Holocene fluctuations in human population demonstrate repeated links to food production and climate. Proceedings of the National Academy of Sciences 114 (49) E10524–E10531
Bindoff NL, Stott PA, AchutaRao KM et al (2013) Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G–K et al (eds) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, p 867–952
Birch L, Cronin T & Tziperman E (2017) Glacial inception on Baffin Island: the role of insolation meteorology and topography. Journal of Climate 30 (11) 4047–4064
Bittner M, Timmreck C, Schmidt H et al (2016) The impact of wave-mean flow interaction on the Northern Hemisphere polar vortex after tropical volcanic eruptions. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 121 (10) 5281–5297
Björck S, Muscheler R, Kromer B et al (2001) High-resolution analyses of an early Holocene climate event may imply decreased solar forcing as an important climate trigger. Geology 29 (12) 1107–1110
Björck S, Rundgren M, Ingolfsson O & Funder S (1997) The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. Journal of Quaternary Science 12 (6) 455–465
Black JA, Cunningham G, Fluckiger–Hawker E et al (1998) The Electronic Text Corpus of Sumerian Literature (https://etcsl.orinst.ox.ac.uk/). Oxford
Blockley S, Candy I, Matthews I et al (2018) The resilience of postglacial hunter-gatherers to abrupt climate change. Nature ecology & evolution 2 (5) 810
Blunier T, Chappellaz J, Schwander J et al (1995) Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. Nature 374 (6517) p46–49
Bock M, Schmitt J, Möller L et al (2010) Hydrogen isotopes preclude marine hydrate CH4 emissions at the onset of Dansgaard–Oeschger events. Science 328 (5986) 1686–1689

Boden TA, Marland G & Andres RJ (2009) Global, regional, and national fossil-fuel CO2 emissions. Carbon dioxide information analysis center, Oak ridge national laboratory, US department of energy. Doi 10.3334/CDIAC/00001_V2010
Bond DP & Grasby SE (2017) On the causes of mass extinctions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 478 3–29
Bond G, Broecker W, Johnsen S et al (1993) Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature 365 (6442) 143–147
Bond G, Kromer B, Beer J et al (2001) Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science 294 (5549) 2130–2136
Bond G, Showers W, Cheseby M et al (1997) A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science 278 (5341) 1257–1266
Bond GC & Lotti R (1995) Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. Science 267 (5200) 1005–1010
Bond GC, Showers W, Elliot M et al (1999) The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles and the Little Ice Age. In: Clark PU, Webb RS and Keigwin LD (eds) Mechanisms of global climate change at millennial time scales. Geophysical Monograph Series Vol 112. American Geophysical Union, Washington, DC, p35–58
Bond TC, Doherty SJ, Fahey DW et al (2013) Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 118 (11) 5380–5552
Born A, Kageyama M & Nisancioglu KH (2010) Warm Nordic Seas delayed glacial inception in Scandinavia. Climate of the Past 6 (6) 817–826
Bosmans JHC, Hilgen FJ, Tuenter E & Lourens LJ (2015) Obliquity forcing of low-latitude climate. Climate of the Past 11 (10) 1335–1346
Box GE & Draper NR (1987) Empirical model-building and response surfaces. John Wiley & Sons, New York
BP statistical review of world energy (2022) 71st ed. London. https://www.bp.com/en/global/corporate/energy-economics/statistical-review-of-world-energy.html Accessed 29 Jun 2022
Brandt G, Haak W, Adler CJ et al (2013) Ancient DNA reveals key stages in the formation of central European mitochondrial genetic diversity. Science 342 (6155) 257–261
Bray JR (1968) Glaciation and solar activity since the fifth century BC and the solar cycle. Nature 220 (5168) 672–674
Bray JR (1971) Solar-climate relationships in the post-Pleistocene. Science 171 (3977) 1242–1243
Breitenmoser P, Beer J, Brönnimann S et al (2012) Solar and volcanic fingerprints in tree-ring chronologies over the past 2000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 313 127–139
Bressan D (2011) September 19, 1991: The Iceman Natural History. Scientific American. https://blogs.scientificamerican.com/history-of-geology/september-19-1991-the-iceman-natural-history/ Accessed 07 Aug 2017
Briner JP, Davis PT & Miller GH (2009) Latest Pleistocene and Holocene glaciation of Baffin Island Arctic Canada: key patterns and chronologies. Quaternary Science Reviews 28 (21–22) 2075–2087
Broecker WS (1999) What if the conveyor were to shut down? Reflections on a possible outcome of the great global experiment. GSA Today 9 (1) 1–7
Broecker WS, Bond G, Klas M et al (1990) A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1 The concept. Paleoceanography 5 (4) 469–477
Broecker WS, Denton GH, Edwards RL et al (2010) Putting the Younger Dryas cold event into context. Quaternary Science Reviews 29 (9–10) 1078–1081
Broecker WS, Kennett JP, Flower BP et al (1989) Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. Nature 341 (6240) 318–321
Brönnimann S, Franke J, Nussbaumer SU et al (2019) Last phase of the Little Ice Age forced by volcanic eruptions. Nature geoscience 12 (8) 650–656
Brooks N (2012) Beyond collapse: climate change and causality during the Middle Holocene Climatic Transition 6400–5000 years before present. Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography 112 (2) 93–104
Brugnara Y, Brönnimann S, Luterbacher J & Rozanov E (2013) Influence of the sunspot cycle on the Northern Hemisphere wintertime circulation from long upper-air data sets. Atmospheric chemistry and physics 13 (13) 6275–6288
Bryson WM (2003) A short history of nearly everything. Broadway Books. New York
Büntgen U, Trouet V, Frank D et al (2010) Tree-ring indicators of German summer drought over the last millennium. Quaternary Science Reviews 29 (7–8) 1005–1016
Calvo N & Marsh DR (2011) The combined effects of ENSO and the 11 year solar cycle on the Northern Hemisphere polar stratosphere. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 116 (D23)
Camenisch C, Keller K, Salvisberg M et al (2016) The Early Spörer Minimum–A Period of Extraordinary Climate and Socio-economic Changes in Western and Central Europe. Climate of the Past 12 2107–2126
Camp CD & Tung KK (2007) Stratospheric polar warming by ENSO in winter: A statistical study. Geophysical Research Letters 34 (4)
Campbell BM & Ó Gráda C (2011) Harvest shortfalls grain prices and famines in preindustrial England. The Journal of Economic History 71 (4) 859–886
Canadell JG, Pataki DE, Gifford R et al (2007) Saturation of the terrestrial carbon sink. In: Canadell JG, Pataki DE and Pitelka LF (eds) Terrestrial ecosystems in a changing world. Springer, Berlin, p 59–78
Cao Y, Liang S & Yu M (2020) Observed low-frequency linkage between Northern Hemisphere tropical expansion and polar vortex weakening from 1979 to 2012. Atmospheric Research 243 105034
Carlson B, Lacis A, Colose C et al (2019) Spectral signature of the Biosphere: NISTAR finds it in our solar system from the Lagrangian L-1 point. Geophysical Research Letters 46 (17–18) 10679–10686
Cea Pirón MA & Cano Pasalodos JA (2016) Nueva serie de extensión del hielo marino ártico en septiembre entre 1935 y 2014. Revista de Climatología 16 1–19
Challinor RA (1971) Variations in the rate of rotation of the Earth. Science 172 (3987) 1022–1025

Chambers FM, Mauquoy D & Brain SA (2007) Globally synchronous climate change 2800 years ago: proxy data from peat in South America. Earth and Planetary Science Letters 253 (3–4) 439–444
Chappellaz J, Stowasser C, Blunier T et al (2013) High-resolution glacial and deglacial record of atmospheric methane by continuous-flow and laser spectrometer analysis along the NEEM ice core. Climate of the Past 9 (6) 2579–2593
Charvátová I & Hejda P (2014) Responses of the basic cycle of 178.7 and 2402 yr in solar-terrestrial phenomena during Holocene. Pattern Recognition in Physics 2 21–26
Chavez FP, Ryan J, Lluch-Cota SE & Ñiquen M (2003) From anchovies to sardines and back: multidecadal change in the Pacific Ocean. Science 299 (5604) 217–221
Chen L, Francis J & Hanna E (2018) The "Warm-Arctic/Cold-continents" pattern during 1901–2010. International Journal of Climatology 38 (14) 5245–5254
Chen X & Tung KK (2014) Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration. Science 345 (6199) 897–903
Christiansen B (2010) Stratospheric bimodality: Can the equatorial QBO explain the regime behavior of the NH winter vortex?. Journal of climate 23 (14) 3953–3966
Christiansen B & Ljungqvist FC (2012) The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: reconstructions of low-frequency variability. Climate of the Past 8 (2) 765–786
Church JA & White NJ (2011) Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. Surveys in Geophysics 32 (4–5) 585–602
Churchill WS (1958). A History of the English-Speaking Peoples, 1st ed. Vol. IV 387. Cassell, London
Chylek P, Folland C, Frankcombe L et al (2012) Greenland ice core evidence for spatial and temporal variability of the Atlantic Multidecadal Oscillation. Geophysical Research Letters 39 (9)
Chylek P, Klett JD, Lesins G et al (2014) The Atlantic Multidecadal Oscillation as a dominant factor of oceanic influence on climate. Geophysical research letters 41 (5) 1689–1697
Ciais P, Sabine C, Bala G et al (2013) Carbon and other biogeochemical cycles. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G–K et al (eds) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, p 465–570
Clilverd MA, Clarke E, Ulich T et al (2006) Predicting solar cycle 24 and beyond. Space weather 4 (9) 1–7
Cochelin ASB, Mysak LA & Wang Z (2006) Simulation of long-term future climate changes with the green McGill paleoclimate model: The next glacial inception. Climatic Change 79 (3–4) 381–401
Cohen J, Zhang X, Francis J et al (2020) Divergent consensuses on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. Nature Climate Change 10 (1) 20–29
Collimore CC, Martin DW, Hitchman MH et al (2003) On the relationship between the QBO and tropical deep convection. Journal of climate 16 (15) 2552–2568
Conway TM, Wolff EW, Röthlisberger R et al (2015) Constraints on soluble aerosol iron flux to the Southern Ocean at the Last Glacial Maximum. Nature communications 6 7850
Cook ER, Meko DM & Stockton CW (1997) A new assessment of possible solar and lunar forcing of the bidecadal drought rhythm in the western United States. Journal of Climate 10 (6) 1343–1356
Costas S, Naughton F, Goble R & Renssen H (2016) Windiness spells in SW Europe since the last glacial maximum. Earth and Planetary Science Letters 436 82–92
Courty MA, Crisci A, Fedoroff M et al (2008) Regional manifestation of the widespread disruption of soil-landscapes by the 4 kyr BP impact-linked dust event using pedo-sedimentary micro-fabrics. In: Kapur S and Stoops G (eds) New trends in soil micromorphology. Springer, Berlin, p 211–236
Coxall HK, Wilson PA, Pälike H et al (2005) Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. Nature 433 (7021) 53-57
Crick F (1988) What Mad Pursuit: A Personal View of Scientific Discovery. Basic Books, New York
Crockford SJ (2020) The state of the polar bear 2019. GWPF Report 39. https://www.thegwpf.org/content/uploads/2020/02/StatePB2019.pdf Accessed 01 Jul 2022
Crosta X, Debret M, Denis D et al (2007) Holocene long- and short-term climate changes off Adélie Land, East Antarctica. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8 (11) Q11009
Crowley TJ (1998) Significance of tectonic boundary conditions for paleoclimate simulations. In: Crowley TJ and Burke K (eds) Tectonic boundary conditions for climate reconstructions. Oxford monographs on geology and geophysics 39. Oxford University Press, New York, p 3–20
Crucifix M (2012) Oscillators and relaxation phenomena in Pleistocene climate theory. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 370 (1962) 1140–1165
Cullen HM, deMenocal PB, Hemming S et al (2000) Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. Geology 28 (4) 379–382
Cunill R, Soriano JM, Bal MC et al (2012) Holocene treeline changes on the south slope of the Pyrenees: a pedoanthracological analysis. Vegetation history and archaeobotany 21 (4–5) 373–384
Curry JA & Webster PJ (2011a) Climate science and the uncertainty monster. Bulletin of the American Meteorological Society 92 (12) 1667–1682
Curry JA & Webster PJ (2011b) Reply to Comment on "Climate Science and the Uncertainty Monster." Bulletin of the American Meteorological Society 92 (12) 1686–1687. doi:10.1175/BAMS-D-11-00195.1
Curry JA, Schramm JL, Rossow WB & Randall D. (1996) Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. Journal of Climate 9 (8) 1731–1764
Dahl SO, Nesje A, Lie Ø et al (2002) Timing equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalsbreen, western Norway. The Holocene 12 (1) 17–25

Dai A, Fyfe JC, Xie SP & Dai X (2015) Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability. Nature Climate Change 5 (6) 555–559
Dangendorf S, Marcos M, Wöppelmann G et al (2017) Reassessment of 20th century global mean sea level rise. Proceedings of the National Academy of Sciences 114 (23) 5946–5951
Danish Meteorological Institute (2021) http://ocean.dmi.dk/arctic/meant80n_anomaly.uk.php Accessed 19 Nov 2021
Darby DA, Ortiz JD, Grosch CE & Lund SP (2012) 1500-year cycle in the Arctic Oscillation identified in Holocene Arctic sea-ice drift. Nature Geoscience 5 (12) 897–900
Davies JH & Davies DR (2010) Earth's surface heat flux. Solid Earth 1 (1) 5–24
Davis BA & Brewer S (2009) Orbital forcing and role of the latitudinal insolation/temperature gradient. Climate dynamics 32 (2–3) 143–165
Davis OK (1994) The correlation of summer precipitation in the southwestern USA with isotopic records of solar activity during the Medieval Warm Period. Climatic Change 26 (2–3) 271–287
Davis WJ (2017) The relationship between atmospheric carbon dioxide concentration and global temperature for the last 425 million years. Climate 5 (4) 76
de Larminat P (2016) Earth climate identification vs. anthropic global warming attribution. Annual Reviews in Control 42 114–125
de Menocal P, Ortiz J, Guilderson T & Sarnthein M (2000) Coherent high-and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. Science 288 (5474) 2198–2202
Debret M, Bout–Roumazeilles V, Grousset F et al (2007) The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. Climate of the Past Discussions 3 (2) 679–692
Debret M, Sebag D, Crosta X et al (2009) Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. Quaternary Science Reviews 28 (25–26) 2675–2688
Denton GH & Karlén W (1973) Holocene Climatic Variations—Their Pattern and Possible Cause. Quaternary Research 3 155–205.
Deser C, Alexander MA, Xie SP & Phillips AS (2010) Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. Annual review of marine science 2 115–143
Dewitte S, Clerbaux N & Cornelis J (2019) Decadal changes of the reflected solar radiation and the earth energy imbalance. Remote Sensing 11 663
Di Rita F, Fletcher WJ, Aranbarri J et al (2018) Holocene forest dynamics in central and western Mediterranean: periodicity spatio-temporal patterns and climate influence. Scientific reports 8 (1) 8929
Diallo M, Ploeger F, Konopka P et al (2017) Significant contributions of volcanic aerosols to decadal changes in the stratospheric circulation. Geophysical research letters 44 (20) 10-780
Dima M & Lohmann G (2009) Conceptual model for millennial climate variability: a possible combined solar-thermohaline circulation origin for the ~1,500-year cycle. Climate Dynamics 32 (2) 301–311
Ditlevsen PD, Andersen KK & Svensson A (2007) The DO-climate events are probably noise induced: statistical investigation of the claimed 1470 years cycle. Climate of the Past 3 (1) 129–134
Divine DV & Dick C (2006) Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas. Journal of Geophysical Research: Oceans 111 C01001
Doglioni C, Pignatti J & Coleman M (2016) Why did life develop on the surface of the Earth in the Cambrian? Geoscience Frontiers 7 (6) 865–873
Dokken TM, Nisancioglu KH, Li C et al (2013) Dansgaard-Oeschger cycles: Interactions between ocean and sea ice intrinsic to the Nordic seas. Paleoceanography and Paleoclimatology 28 (3) 491–502
Domeisen DI, Butler AH, Charlton-Perez AJ et al (2020) The role of the stratosphere in subseasonal to seasonal prediction: 2. Predictability arising from stratosphere-troposphere coupling. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 125 (2) e2019JD030923
Domeisen DI, Garfinkel CI & Butler AH (2019) The teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the stratosphere. Reviews of Geophysics 57 (1) 5–47
Donders T, Van Helmond NA, Verreussel R et al (2018) Land-sea coupling of early Pleistocene glacial cycles in the southern North Sea exhibit dominant Northern Hemisphere forcing. Climate of the Past 14 (3) 397–411
Drake BL (2012) The influence of climatic change on the Late Bronze Age Collapse and the Greek Dark Ages. Journal of Archaeological Science 39 (6) 1862–1870
Drysdale RN, Hellstrom JC, Zanchetta G et al (2009) Evidence for obliquity forcing of glacial termination II. Science 325 (5947) 1527–1531
Duan F, Wang Y, Shen CC et al (2014) Evidence for solar cycles in a late Holocene speleothem record from Dongge Cave, China. Scientific Reports 4 5159
Dübal HR & Vahrenholt F (2021) Radiative Energy Flux Variation from 2001–2020. Atmosphere 12 (10) 1297
Dubouloz J (2008) Impacts of the Neolithic demographic transition on Linear Pottery Culture settlement. In: Bocquet–Appel JP and Bar–Yosef O (eds) The Neolithic demographic transition and its consequences. Springer, Dordrecht, p 207–235
Dukhovskoy DS, Yashayaev I, Proshutinsky A et al (2019) Role of Greenland freshwater anomaly in the recent freshening of the subpolar North Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 124 (5) 3333–3360
Dyson F (2007) Our rosy future, according to Freeman Dyson. Interview published in Salon, 29 Sep 2007 https://www.salon.com/2007/09/29/freeman_dyson/ Accessed 04 Jun 2022
Eade R, Stephenson DB, Scaife AA & Smith DM (2021) Quantifying the rarity of extreme multi-decadal trends: how unusual was the late twentieth century trend in the North Atlantic Oscillation?. Climate Dynamics DOI 10.1007/s00382-021-05978-4
Eastman R & Warren SG (2010) Interannual variations of Arctic cloud types in relation to sea ice. Journal of Climate 23 (15) 4216–4232

Ebbesmeyer CC, Cayan DR, McLain DR et al (1991) 1976 step in the Pacific climate: forty environmental changes between 1968–1975 and 1977–1984. In: Betancourt JL and Tharp VL (eds) Proceedings of the Seventh Annual Pacific Climate (PACLIM) Workshop, April 1990: California Department of Water Resources, Interagency Ecological Studies Program Technical Report 26 115–126
Eddy JA (1976) The Maunder Minimum. Science 192 (4245) 1189–1202
Eddy JA, Bond GC, Bradley RS et al (2003) Living with a Star: New Opportunities in Sun-Climate Research. Report of the NASA LWS Sun-Climate Task Group
Egbert GD & Ray RD (2000) Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. Nature 405 (6788) 775–778
Eichler A, Olivier S, Henderson K et al (2009) Temperature response in the Altai region lags solar forcing. Geophysical Research Letters 36 (1) L01808
Ekholm N (1901) On the variations of the climate of the geological and historical past and their causes. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 27 (117) 1–62
Elsbury D, Peings Y & Magnusdottir G (2021) Variation in the Holton–Tan effect by longitude. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 147 (736) 1767–1787
Erlykin AD, Harper DA, Sloan T & Wolfendale AW (2017) Mass extinctions over the last 500 myr: an astronomical cause? Palaeontology 60 (2) 159–167
Esper J, Schneider L, Krusic PJ et al. (2013) European summer temperature response to annually dated volcanic eruptions over the past nine centuries. Bulletin of volcanology 75 (7) 736
Etheridge DM, Steele LP, Langenfelds RL et al (1996) Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO2 over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 101 (D2) 4115–4128
European Center for Medium-range Weather Forecast (2021) https://apps.ecmwf.int/webapps/opencharts/products/seasonal_system5_nino_plumes?base_time=201702010000&nino_area=Nino3-4 Accessed 23 Dec 2021
ExxonMobil (2018) Outlook for Energy: A view to 2040. http://cdn.exxonmobil.com/~/media/global/files/outlook-for-energy/2018/2018-outlook-for-energy.pdf Accessed 03 Mar 2019
Eyles N (2008) Glacio-epochs and the supercontinent cycle after ~ 30 Ga: tectonic boundary conditions for glaciation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 258 (1) 89–129
Ezat MM, Rasmussen TL & Groeneveld J (2014) Persistent intermediate water warming during cold stadials in the southeastern Nordic seas during the past 65 ky. Geology 42 (8) 663–666
Farley KA (1995) Cenozoic variations in the flux of interplanetary dust recorded by 3He in a deep-sea sediment. Nature 376 (6536) 153–156
Farmer GT & Cook J (2013) Earth's albedo, radiative forcing and climate change. In: Climate Change Science: A Modern Synthesis, Springer, Dordrecht p 217–229
Fasullo JT & Trenberth KE (2008) The annual cycle of the energy budget. Part II: Meridional structures and poleward transports. Journal of Climate 21 (10) 2313–2325
Fasullo JT, Nerem RS & Hamlington B (2016) Is the detection of accelerated sea level rise imminent? Scientific reports 6 31245
Fedorov AV, Hu S, Wittenberg AT, Levine AF & Deser C (2020) ENSO Low-Frequency Modulation and Mean State Interactions. In: McPhaden MJ, Santoso A and Cai W (eds). El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate. AGU Geophysical Monograph 253. John Wiley & Sons 173–198
Feulner G (2012) The faint young Sun problem. Reviews of Geophysics 50 (2) RG2006
Feynman J (1982) Geomagnetic and solar wind cycles 1900–1975. Journal of Geophysical Research: Space Physics 87 (A8) 6153–6162
Feynman J & Ruzmaikin A (2014) The Centennial Gleissberg Cycle and its association with extended minima. Journal of Geophysical Research: Space Physics 119 (8) 6027–6041
Feynman R (1981) In: "Feynman: The Pleasure of Finding Things Out" BBC Horizon, Series 18, episode 9 (23 November 1981) https://vimeo.com/340695809
Fioletov VE, Bodeker GE, Miller AJ et al (2002) Global and zonal total ozone variations estimated from ground-based and satellite measurements: 1964–2000. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 107 (D22) ACH-21
Firestein S (2012) Ignorance. How It Drives Science. Oxford University Press, New York
Fischer AG & Arthur MA (1977) Secular variations in the pelagic realm. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication 25 19–50
Flato GJ, Marotzke B, Abiodun P et al (2013) Evaluation of Climate Models. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G–K et al (eds) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, p 741–866
Fleitmann D, Burns SJ, Mangini A et al (2007) Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). Quaternary Science Reviews 26 (1–2) 170–188
Fletcher WJ, Debret M & Goñi MFS (2013) Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. The Holocene 23 (2) 153–166
Folland CK, Palmer TN & Parker DE (1986) Sahel rainfall and worldwide sea temperatures 1901–85. Nature 320 (6063) 602–607
Folland CK, Parker DE & Kates FE (1984) Worldwide marine temperature fluctuations 1856–1981. Nature 310 (5979) 670–673
Folland CK, Rayner NA, Brown SJ et al (2001) Global temperature change and its uncertainties since 1861. Geophysical Research Letters 28 (13) 2621–2624

Forster P, Storelvmo T, Armour K et al (2021) The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity. In: Masson–Delmotte V, Zhai P, Pirani A et al (eds.) Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge. In Press

Foster GL, Royer DL & Lunt DJ (2017) Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. Nature Communications 8 p14845

Fowell SJ, Hansen BC, Peck JA et al (2003) Mid to late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data. Quaternary Research 59 (3) 353–363

Frakes LA (1979) Climates throughout geologic time. Elsevier, Amsterdam

Frakes LA & Francis JE (1988) A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. Nature 333 (6173) 547–549

Frakes LA, Francis JE & Syktus JI (1992) Climate modes of the Phanerozoic. Cambridge University Press, Cambridge

Frankcombe LM, Von Der Heydt A & Dijkstra HA (2010) North Atlantic multidecadal climate variability: an investigation of dominant time scales and processes. Journal of climate 23 (13) 3626–3638

Fries M (1956) "Fimbulvintern" ur vegetations-historisk synpunkt. Fornvännen 51 5–10

Fyfe JC, Meehl GA, England MH et al (2016) Making sense of the early-2000s warming slowdown. Nature Climate Change 6 (3) 224–228

Gagan MK, Ayliffe LK, Hopley D et al (1998) Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific. Science 279 (5353) 1014–1018

Gaillardet J, Dupré B, Louvat P & Allegre CJ (1999) Global silicate weathering and CO2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. Chemical geology 159 (1–4) 3–30

Gallup CD, Cheng H, Taylor FW and Edwards RL (2002) Direct determination of the timing of sea level change during Termination II. Science 295 (5553) 310–313

Ganopolski A & Rahmstorf S (2001) Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. Nature 409 (6817) 153–158

Ganopolski A, Winkelmann R & Schellnhuber HJ (2016) Critical insolation–CO2 relation for diagnosing past and future glacial inception. Nature 529 (7585) 200–203

Gavin DG, Henderson AC, Westover KS et al (2011) Abrupt Holocene climate change and potential response to solar forcing in western Canada. Quaternary Science Reviews 30 (9–10) 1243–1255

Geirsdóttir Á, Miller GH, Andrews JT et al (2019) The onset of neoglaciation in Iceland and the 42 ka event. Climate of the Past 15 (1) 25–40

Geirsdóttir Á, Miller GH, Larsen DJ & Ólafsdóttir S (2013) Abrupt Holocene climate transitions in the northern North Atlantic region recorded by synchronized lacustrine records in Iceland. Quaternary Science Reviews 70 48–62

Geng X, Zhang W, Jin FF et al (2020) Modulation of the relationship between ENSO and its combination mode by the Atlantic Multidecadal Oscillation. Journal of Climate 33 (11) 4679–4695

Geyer A & Bindeman I (2011) Glacial influence on caldera-forming eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 202 (1–2) 127–142

Gilbert A, Flowers GE, Miller GH et al (2017) The projected demise of Barnes Ice Cap: Evidence of an unusually warm 21st century Arctic. Geophysical Research Letters 44 (6) 2810–2816

Gildor H & Tziperman E (2000) Sea ice as the glacial cycles climate switch. Paleoceanography 15 605–615

Gilfillan D, Marland G, Boden T & Andres R (2019) Global, Regional, and National Fossil-Fuel CO2 Emissions. Carbon Dioxide Information Analysis Center at Appalachian State University. https://energy.appstate.edu/research/work-areas/cdiac-appstate Accessed 12 Aug 2020

Giraudeau J, Grelaud M, Solignac S et al (2010) Millennial-scale variability in Atlantic water advection to the Nordic Seas derived from Holocene coccolith concentration records. Quaternary Science Reviews 29 (9–10) 1276–1287

Glazner AF, Manley CR, Marron JS & Rojstaczer S (1999) Fire or ice: Anticorrelation of volcanism and glaciation in California over the past 800,000 years. Geophysical Research Letters 26 (12) 1759–1762

Gleissberg W (1944) Evidence for a long solar cycle. The Observatory 65 (282) 123–125

Goehring BM, Vacco DA, Alley RB & Schaefer JM (2012) Holocene dynamics of the Rhone Glacier Switzerland deduced from ice flow models and cosmogenic nuclides. Earth and Planetary Science Letters 351 27–35

Gollan G & Greatbatch RJ (2017) The relationship between Northern Hemisphere winter blocking and tropical modes of variability. Journal of Climate 30 (22) 9321–9337

Goode PR & Pallé E (2007) Shortwave forcing of the Earth's climate: Modern and historical variations in the Sun's irradiance and the Earth's reflectance. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 69 (13) 1556–1568

Govin A, Capron E, Tzedakis PC et al (2015) Sequence of events from the onset to the demise of the Last Interglacial: Evaluating strengths and limitations of chronologies used in climatic archives. Quaternary Science Reviews 129 1–36

Graf HF, Li Q & Giorgetta MA (2007) Volcanic effects on climate: revisiting the mechanisms. Atmospheric Chemistry and Physics 7 (17) 4503–4511

Graham NE (1994) Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results. Climate Dynamics 10 (3) 135–162

Graham RW, Belmecheri S, Choy K et al (2016) Timing and causes of mid-Holocene mammoth extinction on St Paul Island, Alaska. Proceedings of the National Academy of Sciences 113 (33) 9310–9314

Gray LJ, Beer J, Geller M et al (2010) Solar influences on climate. Reviews of Geophysics 48 (4) RG4001

Gray ST, Graumlich LJ, Betancourt JL & Pederson GT (2004) A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 AD. Geophysical Research Letters 31 (12)

Green KC & Armstrong JS (2007) Global warming: Forecasts by scientists versus scientific forecasts. Energy & Environment 18 (7) 997–1021

Gregoire LJ, Valdes PJ and Payne AJ (2015) The relative contribution of orbital forcing and greenhouse gases to the North American deglaciation. Geophysical Research Letters 42 (22) 9970–9979
Griffiths SD & Peltier WR (2008) Megatides in the Arctic Ocean under glacial conditions. Geophysical Research Letters 35 (8) L08605
Gronenborn D, Strien HC, Dietrich S & Sirocko F (2014) 'Adaptive cycles 'and climate fluctuations: a case study from Linear Pottery Culture in western Central Europe. Journal of Archaeological Science 51 73–83
Grootes PM & Stuiver M (1997) Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10− 3-to 105-year time resolution. Journal of Geophysical Research: Oceans 102 (C12) 26455–26470
Guitián J, Phelps S, Polissar PJ et al (2019) Midlatitude temperature variations in the Oligocene to early Miocene. Paleoceanography and Paleoclimatology 34 (8) 1328–1343
GuðlaugsdÓttir H, Sjolte J, Sveinbjörnsdóttir ÁE et al (2019) North Atlantic weather regimes in δ18O of winter precipitation: isotopic fingerprint of the response in the atmospheric circulation after volcanic eruptions. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology 71 (1) 1633848
Haak W, Lazaridis I, Patterson N et al (2015) Massive migration from the steppe was a source for Indo-European languages in Europe. Nature 522 (7555) 207–211
Haam E & Tung KK (2012) Statistics of solar cycle–La Niña connection: Correlation of two autocorrelated time series. Journal of the atmospheric sciences 69 (10) 2934–2939
Haas R & Scherneck HG (2004) The IVS Analysis Center at the Onsala Space Observatory. In: Vandenberg NR and Baver KD (eds) International VLBI Service for Geodesy and Astrometry, 2003 Annual Report by NASA/TP-2004-212254
Haigh JD (1996) The impact of solar variability on climate. Science 272 (5264) 981–984
Hall R, Erdélyi R, Hanna E et al (2015) Drivers of North Atlantic polar front jet stream variability. International Journal of Climatology 35 (8) 1697–1720
Hansen J, Kharecha P & Sato M (2013) Climate forcing growth rates: doubling down on our Faustian bargain. Environmental Research Letters 8 (1) 011006
Harsch MA, Hulme PE, McGlone MS & Duncan RP (2009) Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. Ecology letters 12 (10) 1040–1049
Hartmann DL (2016) Global Physical Climatology (2nd ed). Elsevier
Hathaway DH & Upton LA (2016) Predicting the amplitude and hemispheric asymmetry of solar cycle 25 with surface flux transport. Journal of Geophysical Research: Space Physics 121 (11) 1–10
Hays JD, Imbrie JN & Shackleton J (1976) Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. Science 194 1121–1132
Hegerl GC, Brönnimann S, Schurer A & Cowan T (2018) The early 20th century warming: Anomalies causes and consequences. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change 9 (4) e522
Hegerl GC, Crowley TJ, Allen M et al (2007) Detection of human influence on a new, validated 1500-year temperature reconstruction. Journal of Climate 20 (4) 650–666
Hegerl G, Stott P, Solomon S & Zwiers F (2011) Comment on "Climate Science and the Uncertainty Monster" by JA Curry and PJ Webster. Bulletin of the American Meteorological Society 92 (12) 1683-1685
Heinrich H (1988) Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. Quaternary research 29 (2) 142–152
Helama S, Jones PD & Briffa KR (2017) Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research. The Holocene 27 (10) 1600–1606
Hemming SR (2004) Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. Reviews of Geophysics 42 (1) RG1005
Herschel W (1801) Observations tending to investigate the nature of the Sun, in order to find the causes or symptoms of its variable emission of light and heat; with remarks on the use that may possibly be drawn from solar observations. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 91 XIII 265–318
Hide R, Boggs DH & Dickey JO (2000) Angular momentum fluctuations within the Earth's liquid core and torsional oscillations of the core–mantle system. Geophysical Journal International 143 (3) 777–786
Hines CO (1974) A possible mechanism for the production of sun-weather correlations. Journal of the Atmospheric Sciences 31 (2) 589–591
Hodell DA, Brenner M, Curtis JH & Guilderson T (2001) Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. Science 292 (5520) 1367–1370
Hodgson DA (2011) First synchronous retreat of ice shelves marks a new phase of polar deglaciation. Proceedings of the National Academy of Sciences 108 (47) 18859–18860
Hogarth P (2014) Preliminary analysis of acceleration of sea level rise through the twentieth century using extended tide gauge data sets (August 2014). Journal of Geophysical Research: Oceans 119 (11) 7645–7659
Holmgren K, Lee–Thorp JA, Cooper GR et al (2003) Persistent millennial-scale climatic variability over the past 25000 years in Southern Africa. Quaternary Science Reviews 22 (21–22) 2311–2326
Holton JR & Tan HC (1980) The influence of the equatorial quasi–biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. Journal of Atmospheric Sciences 37 (10) 2200–2208
Holzhauser H, Magny M & Zumbuühl HJ (2005) Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. The Holocene 15 (6) 789–801
Honda M & Nakamura H (2001) Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part II: Its significance in the interannual variability over the wintertime Northern Hemisphere. Journal of Climate 14 (24) 4512–4529
Hood LL (2003) Thermal response of the tropical tropopause region to solar ultraviolet variations. Geophysical research letters 30 (23)

Hood LL & Jirikowic JL (1990) A probable approx. 2400 year solar quasi-cycle in atmospheric delta C-14. In: Schatten KH and Arking A (eds) Climate Impact of Solar Variability. NASA Conference Publication 3086, p 98–105
Horton BP, Rahmstorf S, Engelhart SE & Kemp AC (2014) Expert assessment of sea-level rise by AD 2100 and AD 2300. Quaternary Science Reviews 84 1–6
Houtermans J (1971) Geophysical interpretations of bristlecone pine radiocarbon measurements using a method of Fourier analysis of unequally spaced data. Dissertation, University of Bern
Hu FS, Kaufman D, Yoneji S et al (2003) Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan subarctic. Science 301 (5641) 1890–1893
Hu Y & Fu Q (2007) Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. Atmospheric Chemistry and Physics 7 (19) 5229–5236
Huber M & Caballero R (2011) The early Eocene equable climate problem revisited. Climate of the Past 7 (2) 603–633
Hulbe CL, MacAyeal DR, Denton GH et al (2004) Catastrophic ice shelf breakup as the source of Heinrich event icebergs. Paleoceanography 19 (1) PA1004
Humlum O, Solheim JE & Stordahl K (2011) Identifying natural contributions to late Holocene climate change. Global and Planetary Change 79 (1–2) 145–156
Huybers P (2006) Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. Science 313 (5786) 508–511
Huybers P & Langmuir C (2009) Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO2 . Earth and Planetary Science Letters 286 (3–4) 479–491
Huybers P & Wunsch C (2005) Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations. Nature 434 491–494
Huybers PJ (2009) Pleistocene glacial variability as a chaotic response to obliquity forcing. Climate of the Past 5 481–488
Imbrie J & Imbrie KP (1979) Ice ages: solving the mystery. Enslow Publishers, Short Hills
Imbrie J, Berger A, Boyle EA et al (1993) On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. Paleoceanography 8 (6) 699–735
Inceoglu F, Simoniello R, Knudsen MF et al (2015) Grand solar minima and maxima deduced from 10Be and 14C: magnetic dynamo configuration and polarity reversal. Astronomy & Astrophysics 577 pA20
Intergovernmental Panel on Climate Change (1990) Executive Summary. In: Houghton JT, Jenkins GJ & Ephraums JJ (eds) Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press, Cambridge, p XI
Intergovernmental Panel on Climate Change (2007) Summary for Policymakers. In: Core Writing Team, Pachauri RK & Reisinger A (eds) Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, p 11
Intergovernmental Panel on Climate Change (2014) Summary for Policymakers. In: Core Writing Team, Pachauri RK & Meyer LA (eds) Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, p 4–6
Intergovernmental Panel on Climate Change (2018) Summary for Policymakers. In: Masson-Delmotte V, Zhai P, Pörtner H-O (eds) Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Cambridge University Press, Cambridge, p 3–24
Intergovernmental Panel on Climate Change (2021) Summary for Policymakers. In: Masson–Delmotte V, Zhai P, Pirani A et al (eds) Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. In Press
Isono D, Yamamoto M, Irino T et al (2009) The 1500-year climate oscillation in the midlatitude North Pacific during the Holocene. Geology 37 (7) 591–594
Jackson MG, Oskarsson N, Trønnes RG et al (2005) Holocene loess deposition in Iceland: Evidence for millennial-scale atmosphere-ocean coupling in the North Atlantic. Geology 33 (6) 509–512
Jakobsson M, Long A, Ingólfsson Ó et al (2010) New insights on Arctic Quaternary climate variability from palaeo-records and numerical modelling. Quaternary Science Reviews 29 (25–26) 3349–3358
Jellinek AM, Manga M & Saar MO (2004) Did melting glaciers cause volcanic eruptions in eastern California? Probing the mechanics of dike formation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 109 (B9)
Jevrejeva S, Moore JC, Grinsted A & Woodworth PL (2008) Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? Geophysical Research Letters 35 (8) L08715
Jevrejeva S, Moore JC, Grinsted A et al (2014) Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. Global and Planetary Change 113 11–22
Jiang H, Muscheler R, Björck S et al (2015) Solar forcing of Holocene summer sea-surface temperatures in the northern North Atlantic. Geology 43 (3) 203–206
Jiang H, Muscheler R, Björck S et al (2015) Solar forcing of Holocene summer sea-surface temperatures in the northern North Atlantic. Geology 43 (3) 203–206
Johnsen SJ, Dansgaard W & Clausen HB (1972) Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. Nature 235 (5339) 429–434
Jones P (2010) In: Harrabin R (writer) Q&A: Professor Phil Jones. BBC News, February 13. http://news.bbc.co.uk/2/hi/8511670.stm Accessed 12 Aug 2020
Jones PD, Jónsson T & Wheeler D (1997) Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society 17 (13) 1433–1450

Jones PD, New M, Parker DE et al (1999) Surface air temperature and its changes over the past 150 years. Reviews of Geophysics 37 (2) 173–199
Jouzel J, Masson–Delmotte V, Cattani O et al (2007) Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. Science 317 (5839) 793–796
Kang SM, Seager R, Frierson DM & Liu X. (2015) Croll revisited: Why is the northern hemisphere warmer than the southern hemisphere?. Climate Dynamics 44 (5) 1457–1472
Kaniewski D, Guiot J & Van Campo E (2015) Drought and societal collapse 3200 years ago in the Eastern Mediterranean: a review. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change 6 (4) 369–382
Kaniewski D, Van Campo E, Guiot J et al (2013) Environmental roots of the Late Bronze Age crisis. PLoS One 8 (8) e71004
Karamperidou C, Di Nezio PN, Timmermann A et al (2015) The response of ENSO flavors to mid-Holocene climate: implications for proxy interpretation. Paleoceanography 30 (5) 527–547
Karl TR, Arguez A, Huang B et al (2015) Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. Science 348 (6242) 1469–1472
Kaspi Y & Schneider T (2013) The role of stationary eddies in shaping midlatitude storm tracks. J Atmos Sci 70 (8) 2596–2613
Keane T & Sheahan MF (1974) Storms of January 1974. (Report) Met Éireann Internal Memorandum 79/74 http://edepositireland.ie/handle/2262/73584 Accessed 29 Jun 2022
Keeling CD (1960) The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere. Tellus 12 (2) 200–203
Keeling CD & Whorf TP (1997) Possible forcing of global temperature by the oceanic tides. Proceedings of the National Academy of Sciences 94 (16) 8321–8328
Keeling CD & Whorf TP (2000) The 1800-year oceanic tidal cycle: A possible cause of rapid climate change. Proceedings of the National Academy of Sciences 97 (8) 3814–3819
Keenan TF, Prentice IC, Canadell JG et al (2016) Recent pause in the growth rate of atmospheric CO2 due to enhanced terrestrial carbon uptake. Nature Communications 7 13428
Keigwin LD & Boyle EA (2000) Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. Proceedings of the National Academy of Sciences 97 (4) 1343–1346
Kent DV, Olsen PE, Rasmussen C et al (2018) Empirical evidence for stability of the 405-kiloyear Jupiter–Venus eccentricity cycle over hundreds of millions of years. Proceedings of the National Academy of Sciences 115 (24) 6153–6158
Kern AK, Harzhauser M, Piller WE et al (2012) Strong evidence for the influence of solar cycles on a Late Miocene lake system revealed by biotic and abiotic proxies. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 329 124–136
Kerr RA (1987) Sunspot-weather correlation found. Science 238 (4826) 479–481
Kerr RA (2000) A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. Science 288 (5473) 1984–1985
Khider D, Jackson CS & Stott LD (2014) Assessing millennial-scale variability during the Holocene: A perspective from the western tropical Pacific. Paleoceanography 29 (3) 143–159
Kidder TR (2006) Climate change and the Archaic to Woodland transition (3000–2500 cal BP) in the Mississippi River Basin. American Antiquity 71 (2) 195–231
Kidston J, Scaife AA, Hardiman, SC et al (2015) Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. Nature Geoscience 8 (6) 433–440
Kim JH, Meggers H, Rimbu N et al (2007) Impacts of the North Atlantic gyre circulation on Holocene climate off northwest Africa. Geology 35 (5) 387–390
Klyashtorin LB (2001) Climate change and long-term fluctuations of commercial catches: the possibility of forecasting. FAO Fisheries Technical Paper 410. FAO, Rome
Klyashtorin LB & Lyubushin AA (2007) Cyclic climate changes and fish productivity. Moscow. Vniro publishing
Knudsen MF, Seidenkrantz MS, Jacobsen BH & Kuijpers A (2011) Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. Nature communications 2 178
Kobashi T, Box JE, Vinther BM et al (2015) Modern solar maximum forced late twentieth century Greenland cooling. Geophysical Research Letters 42 (14) 5992–5999
Kobashi T, Goto–Azuma K, Box JE et al (2013) Causes of Greenland temperature variability over the past 4000 yr: implications for northern hemispheric temperature changes. Climate of the Past 9 (5) 2299–2317
Kobashi T, Severinghaus JP, Brook EJ et al (2007) Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice. Quaternary Science Reviews 26 (9–10) 1212–1222
Koch J & Clague JJ (2006) Are insolation and sunspot activity the primary drivers of global Holocene glacier fluctuations? Pages Newsletter 14 (3) 20–21
Koch J, Clague JJ & Osborn G (2014) Alpine glaciers and permanent ice and snow patches in western Canada approach their smallest sizes since the mid-Holocene, consistent with global trends. The Holocene 24 (12) 1639–1648
Kodera K & Kuroda Y (2002) Dynamical response to the solar cycle. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 107 (D24) ACL-5
Kodera K, Thiéblemont R, Yukimoto S & Matthes K (2016) How can we understand the global distribution of the solar cycle signal on the Earth's surface?. Atmospheric Chemistry and Physics 16 (20) 12925–12944
Köppen W & Wegener A (1924) Die klimate der geologischen vorzeit. Gebruder Borntraeger, Berlin
Körner C (2007) The use of ‘altitude ’in ecological research. Trends in ecology & evolution 22 (11) 569–574
Krüger K, Tegtmeier S & Rex M (2008) Long-term climatology of air mass transport through the Tropical Tropopause Layer (TTL) during NH winter. Atmospheric Chemistry and Physics 8 (4) 813–823
Krüger T (2013) Discovering the Ice Ages: International reception and consequences for a historical understanding of climate. Brill, Leiden
Kuhn WR, Walker JCG & Marshall HG (1989) The effect on Earth's surface temperature from variations in rotation rate, continent formation, solar luminosity, and carbon dioxide. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 94 (D8) 11129–11136

Kukla G & Gavin J (2004) Milankovitch climate reinforcements. Global and Planetary Change 40 (1–2) 27–48
Kukla G & Matthews R (1972). Letter to the US President. As reported in: Reeves RW & Gemmill D. Origins of a 'diagnostics climate center '29th Annual Climate Diagnostics & Prediction Workshop, Madison, WI. Oct 20 2004. https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/outreach/proceedings/cdw29_proceedings/Reeves.pdf Accessed 04 Jun 2022
Kullman L (2001) 20th century climate warming and tree-limit rise in the southern Scandes of Sweden. Ambio: A journal of the Human Environment 30 (2) 72–81
Kullman L (2017) Further details on holocene treeline, glacier/ice patch and climate history in Swedish Lapland. International Journal of Research in Geography 3 (4) 61–69
Kuper R & Kröpelin S (2006) Climate-controlled Holocene occupation in the Sahara: motor of Africa's evolution. Science 313 (5788) 803–807
Kushnir Y (1994) Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. Journal of Climate 7 (1) 141–157
Kutterolf S, Jegen M, Mitrovica JX et al (2013) A detection of Milankovitch frequencies in global volcanic activity. Geology 41 (2) 227–230
Kutzbach JE (1981) Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago. Science 214 (4516) 59–61
Labitzke K (1987) Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the north polar region. Geophysical Research Letters 14 (5) 535–537
Labitzke K (2001) The global signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere: Differences between solar maxima and minima. Meteorologische Zeitschrift 10 (2) 83–90
Labitzke K & van Loon H (1988) Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter. Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics 50 (3) 197–206
Labitzke K, Kunze M & Brönnimann S (2006) Sunspots, the QBO and the stratosphere in the North Polar Region–20 years later. Meteorologische Zeitschrift 15 (3) 355–363
Labrosse S, Poirier JP & Le Mouël JL (2001) The age of the inner core. Earth and Planetary Science Letters 190 (3–4) 111–123
Lacis AA, Schmidt GA, Rind D & Ruedy RA (2010) Atmospheric CO2 : Principal control knob governing Earth's temperature. Science 330 (6002) 356–359
Laliberté F, Zika J, Mudryk L et al (2015) Constrained work output of the moist atmospheric heat engine in a warming climate. Science 347 (6221) 540–543
Lamb HH (1977) Climate: Present, past and future. Vol 2. Climatic history and the future. Methuen, London.
Lamb HH (1995) Climate, history and the modern world. 2nd edn. Routledge, London p 172
Lambeck K (1980) Changes in length-of-day and atmospheric circulation. Nature 286 (5769) 104–105
Lambeck K & Cazenave A (1973) The Earth's rotation and atmospheric circulation—I Seasonal variations. Geophysical Journal International 32 (1) 79–93
Lambeck K & Cazenave A (1976) Long term variations in the length of day and climatic change. Geophysical Journal International 46 (3) 555–573
Lambeck K & Hopgood P (1981) The Earth's rotation and atmospheric circulation, from 1963 to 1973. Geophysical Journal International 64 (1) 67–89
Lambeck K, Rouby H, Purcell A et al (2014) Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. Proceedings of the National Academy of Sciences 111 (43) 15296–15303
Landscheidt T (2000) Solar forcing of El Niño and La Niña. In: Wilson A (ed) The solar cycle and terrestrial climate. Proceedings of the 1st Solar and Space Weather Euroconference. ESA, Noordwijk, vol 463 p 135–140
Landwehr JM, Coplen TB, Ludwig KR et al (1997) Data from Devils Hole Core DH–11. US Geological Survey Open File Report 97–792 http://pubs.usgs.gov/of/1997/ofr97-792/ Accessed 13 Jun 2022
Laskar J, Robutel P, Joutel F et al (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astronomy & Astrophysics 428 (1) 261–285
Lawrence KT, Liu Z, & Herbert TD (2006) Evolution of the Eastern Tropical Pacific Through Plio–Pleistocene Glaciation. Science 312 79–83
Le Mouël JL, Blanter E, Shnirman M & Courtillot V (2010) Solar forcing of the semi-annual variation of length-of-day. Geophysical Research Letters 37 (15) L15307
Le Quéré C, Andrew RM, Friedlingstein P et al (2018) Global carbon budget 2018. Earth System Science Data 10 2141–2194
Le Quéré C, Peters GP, Friedlingstein P et al (2021) Fossil CO2 emissions in the post-COVID-19 era. Nature Climate Change 11 (3) 197–199
Leamon RJ, McIntosh SW & Marsh DR (2021) Termination of solar cycles and correlated tropospheric variability. Earth and Space Science 8 (4) e2020EA001223
Lean JL (2017) Sun-climate connections. In: Oxford Research Encyclopedia of Climate Science. DOI: 10.1093/acrefore/9780190228620.013.9
Lean JL (2018) Observation-based detection and attribution of 21st century climate change. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change 9 (2) e511
Leduc G, Schneider R, Kim JH & Lohmann G (2010) Holocene and Eemian sea surface temperature trends as revealed by alkenone and Mg/Ca paleothermometry. Quaternary Science Reviews 29 (7–8) 989–1004
Leroux M (2005) Global warming-myth or reality?: The erring ways of climatology. Springer, Berlin
Lewis CFM, Miller AAL, Levac E et al (2012) Lake Agassiz outburst age and routing by Labrador Current and the 82 cal ka cold event. Quaternary International 260 83–97

Lewis N & Curry J (2018) The impact of recent forcing and ocean heat uptake data on estimates of climate sensitivity. Journal of Climate 31 (15) 6051–6071
Li F, Orsolini YJ, Wang H et al (2018) Modulation of the Aleutian–Icelandic low seesaw and its surface impacts by the Atlantic multidecadal oscillation. Advances in Atmospheric Sciences 35 (1) 95–105
Li P, Peng C, Wang M et al (2017) Quantification of the response of global terrestrial net primary production to multifactor global change. Ecological Indicators 76 245–255
Li X, Hu ZZ & Becker E (2019) On the westward shift of tropical Pacific climate variability since 2000. Climate Dynamics 53 (5) 2905–2918
Li YX, Yu Z & Kodama KP (2007) Sensitive moisture response to Holocene millennial-scale climate variations in the Mid-Atlantic region, USA. The Holocene 17 (1) 3–8
Liang M, Czaja A, Graversen R & Tailleux R (2018) Poleward energy transport: Is the standard definition physically relevant at all time scales?. Climate dynamics 50 (5) 1785–1797
Liebmann B & Smith CA (1996) Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. Bulletin of the American Meteorological Society 77 (6) 1275–1277
Lin YF, Yu JY, Wu CR & Zheng F (2021) The Footprint of the 11-Year Solar Cycle in Northeastern Pacific SSTs and Its Influence on the Central Pacific El Niño. Geophysical Research Letters 48 (5) e2020GL091369
Lindzen RS & Holton JR (1968) A theory of the quasi–biennial oscillation. Journal of the Atmospheric Sciences 25 (6) 1095–1107
Lisiecki LE (2010) Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle. Nature Geoscience 3 (5) 349–352
Lisiecki LE & Raymo ME (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography 20 1
Liu F, Li J, Wang B et al (2018) Divergent El Niño responses to volcanic eruptions at different latitudes over the past millennium. Climate dynamics 50 (9) 3799–3812
Liu Z, Cleaveland LC & Herbert TD (2008) Early onset and origin of 100-kyr cycles in Pleistocene tropical SST records. Earth and Planetary Science Letters 265 (3–4) 703–715
Liu Z, Zhu J, Rosenthal Y et al (2014) The Holocene temperature conundrum. Proceedings of the National Academy of Sciences 111 (34) E3501–E3505
Lockwood M (2010) Solar change and climate: an update in the light of the current exceptional solar minimum. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences 466 (2114) 303–329
Lorius C, Jouzel J, Ritz C et al (1985) A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. Nature 316 (6029) 591–596
Loulergue L, Schilt A, Spahni R et al (2008) Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH4 over the past 800,000 years. Nature 453 (7193) 383–386
Loutre MF & Berger A (2000) Future climatic changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? Climatic Change 46 (1–2) 61–90
Lovelock JE & Margulis L (1974) Atmospheric homeostasis by and for the biosphere: the Gaia hypothesis. Tellus 26 (1–2) 2–10
Lu H, Baldwin MP, Gray LJ & Jarvis MJ (2008) Decadal-scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 113 (D10)
Ludwig KR, Simmons KR, Szabo BJ et al (1992) Mass-spectrometric ^{230}Th–^{234}U–^{238}U dating of the Devils Hole calcite vein. Science 258 (5080) 284–287
Lupo AR (2020) Atmospheric blocking events: a review. Annals of the New York Academy of Sciences. 1–20
Luterbacher J, Werner JP, Smerdon JE et al (2016) European summer temperatures since Roman times. Environmental Research Letters 11 (2) 024001
Lyle M, Barron J, Bralower TJ et al (2008) Pacific Ocean and Cenozoic evolution of climate. Reviews of Geophysics 46 (2)
Ma LH (2007) Thousand-year cycle signals in solar activity. Solar Physics 245 (2) 411–414
MacDonald GM, Velichko AA, Kremenetski CV et al (2000) Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia. Quaternary Research 53 (3) 302–311
Maclennan J, Jull M, McKenzie D et al (2002) The link between volcanism and deglaciation in Iceland. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 3 (11) 1–25
Magny M (2004) Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. Quaternary international 113 (1) 65–79
Magny M & Haas JN (2004) A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. Journal of Quaternary Science 19 (5) 423–430
Magny M, Combourieu–Nebout N, De Beaulieu JL et al (2013) North–south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses. Climate of the Past 9 (5) 2043–2071
Magny M, Leuzinger URS, Bortenschlager S & Haas JN (2006) Tripartite climate reversal in Central Europe 5600–5300 years ago. Quaternary research 65 (1) 3–19
Magny M, Vannière B, De Beaulieu JL et al (2007) Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. Quaternary Science Reviews 26 (15–16) 1951–1964
Maher N, Lehner F & Marotzke J (2020) Quantifying the role of internal variability in the temperature we expect to observe in the coming decades. Environmental Research Letters 15 (5) 054014
Maley J & Brenac P (1998) Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of western Cameroon during the last 28000 years BP. Review of Palaeobotany and Palynology 99 (2) 157–187
Manning K & Timpson A (2014) The demographic response to Holocene climate change in the Sahara. Quaternary Science Reviews 101 28–35
Mantua NJ & Hare SR (2002) The Pacific decadal oscillation. Journal of oceanography 58 (1) 35–44

Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y et al (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. Bulletin of the american Meteorological Society 78 (6) 1069–1080
Marchitto TM, Muscheler R, Ortiz JD et al (2010) Dynamical response of the tropical Pacific Ocean to solar forcing during the early Holocene. Science 330 (6009) 1378–1381
Marcott SA, Shakun JD, Clark PU & Mix AC (2013) A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. Science 339 (6124) 1198–1201
Marcus SL, de Viron O & Dickey JO (2011) Abrupt atmospheric torque changes and their role in the 1976–1977 climate regime shift. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 116 (D3)
Marino G, Rohling EJ, Sangiorgi F et al (2009) Early and middle Holocene in the Aegean Sea: interplay between high and low latitude climate variability. Quaternary Science Reviews 28 (27–28) 3246–3262
Marshall J & Plumb RA (2008) Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics: An Introductory Text. International Geophysics Series vol 93. Academic Press
Martínez–García A, Sigman DM, Ren H et al (2014) Iron fertilization of the Subantarctic Ocean during the last ice age. Science 343 (6177) 1347–1350
Maslin M, Seidov D & Lowe J (2001) Synthesis of the nature and causes of rapid climate transitions during the Quaternary. In: Seidov D, Haupt BJ and Maslin M (eds) The Oceans and Rapid Climate Change: Past, Present, and Future. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 126, Washington DC, p. 9–52
Maslin MA & Ridgwell AJ (2005) Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth'. In: Head MJ and Gibbard PL (eds) Early-Middle Pleistocene transitions: The land-ocean evidence. Geological Society, London. Special Publications 247 19–34
Maslowski W, Clement Kinney J, Higgins M & Roberts A (2012) The future of Arctic sea ice. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 40 625–654
Massé G, Rowland SJ, Sicre MA et al (2008) Abrupt climate changes for Iceland during the last millennium: evidence from high resolution sea ice reconstructions. Earth and Planetary Science Letters 269 (3–4) 565–569
Masson V, Vimeux F, Jouzel J et al (2000) Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. Quaternary Research 54 (3) 348–358
Masson–Delmotte V, Jouzel J, Landais A et al (2005) GRIP deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in Greenland moisture origin. Science 309 (5731) 118–121
Masson–Delmotte V, Schulz M, Abe–Ouchi A et al (2013) Information from paleoclimate archives. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G–K et al (eds) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, p 383–464
Matthes K, Mars, DR, Garcia RR et al (2010) Role of the QBO in modulating the influence of the 11 year solar cycle on the atmosphere using constant forcings. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 115 (D18)
Matthews JA, Berrisford MS, Dresser PQ et al (2005) Holocene glacier history of Bjørnbreen and climatic reconstruction in central Jotunheimen Norway based on proximal glaciofluvial stream-bank mires. Quaternary Science Reviews 24 (1–2) 67–90
Maue RN (2011) Recent historically low global tropical cyclone activity. Geophysical Research Letters 38 (14)
Mayewski PA & White F (2012) The ice chronicles: The quest to understand global climate change. University Press of New England, Hanover
Mayewski PA, Meeker LD, Twickler MS et al (1997) Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. Journal of Geophysical Research: Oceans 102 (C12) 26345–26366
Mayewski PA, Rohling EE, Stager JC et al (2004) Holocene climate variability. Quaternary research 62 (3) 243–255
Mazzarella A (2013) Time-integrated North Atlantic Oscillation as a proxy for climatic change. Natural Science 5 (1A) 149–155
McCracken K, Beer J, Steinhilber F & Abreu J (2013b) The heliosphere in time. Space Science Reviews 176 (1–4) 59–71
McCracken KG, Beer J, Steinhilber F & Abreu J (2013a) A phenomenological study of the cosmic ray variations over the past 9400 years, and their implications regarding solar activity and the solar dynamo. Solar Physics 286 (2) 609–627
McDermott F, Mattey DP & Hawkesworth C (2001) Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem δ18O record from SW Ireland. Science 294 (5545) 1328–1331
McGlone MS, Hall GM & Wilmshurst JM (2011) Seasonality in the early Holocene: Extending fossil-based estimates with a forest ecosystem process model. The Holocene 21 (4) 517–526
McGuire WJ, Howarth RJ, Firth CR et al (1997) Correlation between rate of sea-level change and frequency of explosive volcanism in the Mediterranean. Nature 389 (6650) 473–476
McIntyre ME & Palmer TN (1984) The ‘surf zone ’in the stratosphere. Journal of atmospheric and terrestrial physics 46 (9) 825–849
Mearns E & Milne A (2016) The Shrinking Glacier Conundrum. The Alpine Journal 120 195–207
Meehl GA, Arblaster JM, Matthes K et al (2009) Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. Science 325(5944) 1114–1118
Meehl GA, Senior CA, Eyring V et al (2020) Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models. Science Advances 6 (26) eaba1981
Meehl GA, Washington WM, Ammann CM et al (2004) Combinations of natural and anthropogenic forcings in twentieth-century climate. Journal of Climate 17 (19) 3721–3727
Meinen CS & McPhaden MJ (2000) Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. Journal of Climate 13 (20) 3551–3559
Melott AL & Bambach RK (2014) Analysis of periodicity of extinction using the 2012 geological timescale. Paleobiology 40 (2) 177–196
Menviel L, Timmermann A, Friedrich T & England MH (2014) Hindcasting the continuum of Dansgaard–Oeschger variability: mechanisms, patterns and timing. Climate of the Past 10 (1) 63–77

Mewes D & Jacobi C (2019) Heat transport pathways into the Arctic and their connections to surface air temperatures. Atmospheric Chemistry and Physics 19 (6) 3927–3937
Migowski C, Stein M, Prasad S et al (2006) Holocene climate variability and cultural evolution in the Near East from the Dead Sea sedimentary record. Quaternary Research 66 (3) 421–431
Milanković M (1920) Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb. Gauthier Villars, Paris
Millar RJ, Fuglestvedt JS, Friedlingstein P et al (2017) Emission budgets and pathways consistent with limiting warming to 1.5 °C. Nature Geoscience 10 (10) 741–747
Miller AJ, Cayan DR, Barnett TP et al (1994) The 1976–77 climate shift of the Pacific Ocean. Oceanography 7 (1) 21–26
Minobe S (1997) A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. Geophysical Research Letters 24 (6) 683–686
Minobe S (2000) Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific. Progress in Oceanography 47 (2–4) 381–408
Moberg A, Sonechkin DM, Holmgren K et al (2005) Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data. Nature 433 (7026) 613–617
Moffa–Sánchez P, Born A, Hall IR et al (2014) Solar forcing of North Atlantic surface temperature and salinity over the past millennium. Nature geoscience 7 (4) 275–278
Monnin E, Steig EJ, Siegenthaler U et al (2004) EPICA Dome C ice core high resolution Holocene and transition CO2 data. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series 55
Moore GWK, Halfar J, Majeed H et al (2017) Amplification of the Atlantic Multidecadal Oscillation associated with the onset of the industrial-era warming. Scientific Reports 7 (1) 1–10
Moreno PI, Vilanova I, Villa–Martínez R et al (2014) Southern Annular Mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millennia. Nature communications 5 4375
Mörner N–A (2015) The approaching new grand solar minimum and little ice age climate conditions. Natural Science 7 510–518
Mörner N–A, Tattersall R, Solheim JE et al (2013) General conclusions regarding the planetary–solar–terrestrial interaction. Pattern Recognition in Physics 1 205–206
Moros M, De Deckker P, Jansen E et al (2009) Holocene climate variability in the Southern Ocean recorded in a deep-sea sediment core off South Australia. Quaternary Science Reviews 28 (19–20) 1932–1940
Moseley GE, Edwards RL, Wendt KA et al (2016) Reconciliation of the Devils Hole climate record with orbital forcing. Science 351 (6269) 165–168
Mouginot J, Rignot E & Bjørk AA (2019) Forty-six years of Greenland Ice Sheet mass balance from 1972 to 2018. Proceedings of the national academy of sciences 116 (19) 9239–9244
Moy CM, Seltzer GO, Rodbell DT & Anderson DM (2002) Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. Nature 420 (6912) 162–165
Muller RA & MacDonald GJ (1997) Spectrum of 100-kyr glacial cycle: Orbital inclination, not eccentricity. Proceedings of the National Academy of Sciences 94 (16) 8329–8334
Muller RA, Curry J, Groom D et al (2013) Decadal variations in the global atmospheric land temperatures. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 118 (11) 5280–5286
Murphy JJ (1869) On the nature and cause of the glacial climate. Quarterly Journal of the Geological Society 25 (1–2) 350–356
Murton JB, Bateman MD, Dallimore SR et al (2010) Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean. Nature 464 (7289) 740–743
Muscheler R (2012) Palaeoclimate: The enigmatic 1500-year cycle. Nature Geoscience 5 (12) 850
Muscheler R, Adolphi F, Herbst K & Nilsson A (2016) The revised sunspot record in comparison to cosmogenic radionuclide-based solar activity reconstructions. Solar Physics 291 (9–10) 3025–3043
Muscheler R, Joos F, Beer J et al (2007) Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records. Quaternary Science Reviews 26 (1–2) 82–97
Muscheler R, Joos F, Müller SA & Snowball I (2005) How unusual is today's solar activity?. Nature 436 (7050) E3-E4
Myhre GD, Shindell F–M, Bréon W et al (2013) Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G–K et al (eds) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, p 659–740
Mysak LA (2008) Glacial inceptions: Past and future. Atmosphere-Ocean 46 (3) 317–341
Nakamura N & Huang CS (2018) Atmospheric blocking as a traffic jam in the jet stream. Science 361 (6397) 42–47
National Research Council (2011) Understanding Earth's deep past: Lessons for our climate future. The National Academies Press, Washington DC
Nature (2014) Focus: Recent slowdown in global warming. https://www.nature.com/collections/sthnxgntvp Accessed 03 Mar 2019
Nederbragt AJ & Thurow J (2005) Geographic coherence of millennial-scale climate cycles during the Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 221 (3–4) 313–324
NEEM Community Members (2013) Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. Nature 493 (7433) 489–494
Neff U, Burns SJ, Mangini A et al (2001) Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. Nature 411 (6835) 290–293
Nguyen H, Evans A, Lucas C et al (2013) The Hadley circulation in reanalyses: Climatology, variability, and change. Journal of Climate 26 (10) 3357–3376
Nie J (2018) The Plio–Pleistocene 405-kyr climate cycles. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology 510 26–30
North Greenland Ice Core Project members (2004) High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature 431 (7005) 147–151

Novello VF, Vuille M, Cruz FW et al (2016) Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. Scientific Reports 6 24762
Nowell DA, Jones MC & Pyle DM (2006) Episodic quaternary volcanism in France and Germany. Journal of Quaternary Science 21 (6) 645–675
Nussbaumer SU, Steinhilber F, Trachsel M (2011) Alpine climate during the Holocene: a comparison between records of glaciers lake sediments and solar activity. Journal of Quaternary Science 26 (7) 703–713
Nye H & Condron A (2021) Assessing the statistical uniqueness of the Younger Dryas: a robust multivariate analysis. Climate of the Past 17 (3) 1409–1421
Nygård T, Naakka T & Vihma T (2020) Horizontal moisture transport dominates the regional moistening patterns in the Arctic. Journal of Climate 33 (16) 6793–6807
O'Brien SR, Mayewski PA, Meeker LD et al (1995) Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. Science 270 (5244) 1962–1964
Obrochta S (2015) Comment. Climate of the Past Discussions 11 C2548–C2554 https://cp.copernicus.org/preprints/11/C2548/2015/cpd-11-C2548-2015.pdf Accessed 15 Jun 2022
Obrochta SP, Miyahara H, Yokoyama Y & Crowley TJ (2012) A re-examination of evidence for the North Atlantic "1500-year cycle" at Site 609. Quaternary Science Reviews 55 23–33
Ogurtsov M, Veretenenko SV, Helama S et al (2020) Assessing the signals of the Hale solar cycle in temperature proxy records from Northern Fennoscandia. Advances in Space Research 66 (9) 2113–2121
Olsen J, Anderson NJ & Knudsen MF (2012) Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5200 years. Nature Geoscience 5 (11) 808–812
Oppo DW, McManus JF & Cullen JL (2003) Palaeo-oceanography: Deepwater variability in the Holocene epoch. Nature 422 (6929) 277–278
Oreskes N & Conway EM (2010) Defeating the merchants of doubt. Nature 465 (7299) 686–688
Outten S & Esau I (2017) Bjerknes compensation in the Bergen Climate Model. Climate Dynamics 49 (7–8) 2249–2260
Overland JE, Wood KR & Wang M (2011) Warm Arctic—cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea. Polar Research 30 (1) 15787
Owen LA (2009) Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in the Himalaya and Tibet. Quaternary Science Reviews 28 (21–22) 2150–2164
Paillard D (1998) The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. Nature 391 378–381
Paillard D, Labeyrie L & Yiou P (1996) Macintosh program performs time-series analysis. Eos, Transactions American Geophysical Union 77 (39) 379–379
Palastanga V, Slomp CP & Heinze C (2013) Glacial-interglacial variability in ocean oxygen and phosphorus in a global biogeochemical model. Biogeosciences 10 (2) 945–958
Papritz L & Dunn–Sigouin E (2020) What configuration of the atmospheric circulation drives extreme net and total moisture transport into the Arctic. Geophysical Research Letters 47 (17) e2020GL089769
Parker B (2011) The tide predictions for D-Day. Physics Today 64 (9) 35–40
Parker G (2008) Crisis and catastrophe: The global crisis of the seventeenth century reconsidered. The American Historical Review 113 (4) 1053–1079
Parker G (2012) Global crisis. War, climate change and catastrophe in the seventeenth century. Yale University Press, New Haven.
Peixoto JP & Oort AH (1992) Physics of climate. American Institute of Physics. New York
Peristykh AN & Damon PE (2003) Persistence of the Gleissberg 88-year solar cycle over the last ~ 12,000 years: Evidence from cosmogenic isotopes. Journal of Geophysical Research: Space Physics 108 (A1)
Perner K, Moros M, De Deckker P et al (2018) Heat export from the tropics drives mid to late Holocene palaeoceanographic changes offshore southern Australia. Quaternary Science Reviews 180 96–110
Pesnell WD (2008) Predictions of solar cycle 24. Solar Physics 252 (1) 209–220
Petersen SV, Schrag DP & Clark PU (2013) A new mechanism for Dansgaard-Oeschger cycles. Paleoceanography 28 (1) 24–30
Pierrehumbert R (2019) There is no Plan B for dealing with the climate crisis. Bulletin of the Atomic Scientists 75 (5) 215–221
Pisaric MF, Holt C, Szeicz JM et al (2003) Holocene treeline dynamics in the mountains of northeastern British Columbia, Canada, inferred from fossil pollen and stomata. The Holocene 13 (2) 161–173
Planck M (1906) Schriften des Vereins für Socialpolitik. Bände 116
Polissar PJ, Abbott MB, Wolfe AP et al (2006) Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. Proceedings of the National Academy of Sciences 103 (24) 8937–8942
Polissar PJ, Abbott MB, Wolfe AP et al (2013) Synchronous interhemispheric Holocene climate trends in the tropical Andes. Proceedings of the National Academy of Sciences 110 (36) 14551–14556
Pollack HN & Smerdon JE (2004) Borehole climate reconstructions: Spatial structure and hemispheric averages. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 109 D11
Pollard BS & Baez JC (2013) Milankovitch cycles and the Earth's climate. Climate Science Seminar at California State University. Northridge, April 26. https://math.ucr.edu/home/baez/glacial/glacial.pdf Accessed 29 Jun 2022
Polyakov IV, Alekseev GV, Timokhov LA et al (2004) Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years. Journal of climate 17 (23) 4485–4497
Polyakov IV, Alekseev GV, Timokhov LA et al (2004) Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years. Journal of climate 17 (23) 4485–4497
Popper KR (1972) Essay: Evolution and the Tree of Knowledge. In: Objective Knowledge. An Evolutionary Approach.

Porter SC (2000) Onset of neoglaciation in the Southern Hemisphere. Journal of Quaternary Science 15 (4) 395–408
Porter SE, Mosley-Thompson E & Thompson LG (2019) Ice core δ18O record linked to Western Arctic sea ice variability. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 124 (20) 10784–10801
Powell Jr AM & Xu J (2011) Possible solar forcing of interannual and decadal stratospheric planetary wave variability in the Northern Hemisphere: An observational study. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 73 (7–8) 825–838
Poynting JH (1907) On Prof Lowell's method for evaluating the surface-temperatures of the planets; with an attempt to represent the effect of day and night on the temperature of the Earth. Philosophical Magazine 14 (84) 749–760
Proshutinsky A, Dukhovskoy D, Timmermans ML et al (2015) Arctic circulation regimes. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 373 (2052) 20140160
Puetz SJ, Prokoph A & Borchardt G (2016) Evaluating alternatives to the Milankovitch theory. Journal of Statistical Planning and Inference 170 158–165
Rahmstorf S (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature 419 (6903) 207–214
Rahmstorf S (2003) Timing of abrupt climate change: A precise clock. Geophysical Research Letters 30 (10) 1510–1514
Ram M, Stolz MR & Tinsley BA (2009) The terrestrial cosmic ray flux: Its importance for climate. Eos, Transactions American Geophysical Union 90 (44) 397–398
Ramaswamy V, Boucher O, Haigh J et al (2001) Radiative Forcing of Climate Change. In: Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ et al (eds) Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, p 349–416
Rampino MR & Caldeira K (2015) Periodic impact cratering and extinction events over the last 260 million years. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 454 (4) 3480–3484
Rampino MR & Stothers RB (1984a) Geological rhythms and cometary impacts. Science 226 (4681) 1427–1431
Rampino MR & Stothers RB (1984b) Terrestrial mass extinctions cometary impacts and the Sun's motion perpendicular to the galactic plane. Nature 308 (5961) 709–712
Rampino MR, Self S & Fairbridge RW (1979) Can rapid climatic change cause volcanic eruptions? Science 206 (4420) 826–829
Randall DA (2015) An Introduction to the Global Circulation of the Atmosphere. Princeton University Press
Randall L & Reece M (2014) Dark matter as a trigger for periodic comet impacts. Physical review letters 112 (16) 161301
Randel W & Park M (2019) Diagnosing observed stratospheric water vapor relationships to the cold point tropical tropopause. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 124 (13) 7018–7033
Randel WJ, Wu F, Voemel H et al (2006) Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 111 (D12)
Randin CF, Paulsen J, Vitasse Y et al (2013) Do the elevational limits of deciduous tree species match their thermal latitudinal limits?. Global Ecology and Biogeography 22 (8) 913–923
Rao J, Yu Y, Guo D, Shi C et al (2019) Evaluating the Brewer–Dobson circulation and its responses to ENSO, QBO, and the solar cycle in different reanalyses. Earth and Planetary Physics 3 (2) 166–181
Rasmussen SO, Bigler M, Blockley SP et al (2014) A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. Quaternary Science Reviews 106 14–28
Rasmussen SO, Vinther BM, Clausen HB & Andersen KK (2007) Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. Quaternary Science Reviews 26 (15–16) 1907–1914
Rasmussen TL & Thomsen E (2004) The role of the North Atlantic Drift in the millennial timescale glacial climate fluctuations. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 210 (1) 101–116
Rasmussen TL, Thomsen E & Moros M (2016) North Atlantic warming during Dansgaard–Oeschger events synchronous with Antarctic warming and out-of-phase with Greenland climate. Scientific reports 6 20535
Raspopov OM, Dergachev VA & Guskova EG (2008) On a combined influence of long-term solar activity variations and geomagnetic dipole changes on climate change. In: Proceedings of the 7th International Conference Problems of Geocosmos, St Petersburg, 26–30 May 2008 229–234
Raup DM & Sepkoski JJ (1984) Periodicity of extinctions in the geologic past. Proceedings of the National Academy of Sciences 81 (3) 801–805
Ray RD & Douglas BC (2011) Experiments in reconstructing twentieth-century sea levels. Progress in Oceanography 91 (4) 496–515
Raymo ME & Nisancioglu KH (2003) The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. Paleoceanography 18 (1) 1–6
Reasoner MA & Tinner W (2009) Holocene treeline fluctuations. In: Gornitz V (ed) Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Springer, Dordrecht, p 442–446
Reckin R (2013) Ice patch archaeology in global perspective: archaeological discoveries from alpine ice patches worldwide and their relationship with paleoclimates. Journal of World Prehistory 26 (4) 323–385
Reeves RW & Gemmill D (2004) Origins of a 'diagnostics climate center. 'In: Proceedings of NOAA's 29th Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, 18–22 Oct 2004, Madison, WI. https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/outreach/proceedings/cdw29_proceedings/Reeves.pdf Accessed 04 Mar 2019
Reimer PJ, Bard E, Bayliss A et al (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55 (4) 1869–1887
Renssen H, Seä H, Crosta X et al (2012) Global characterization of the Holocene thermal maximum. Quaternary Science Reviews 48 7–19
Revelle R & Suess HE (1957) Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO2 during the past decades. Tellus 9 (1) 18–27
Rhodes RH, Brook EJ, Chiang JC et al (2015) Enhanced tropical methane production in response to iceberg discharge in the North Atlantic Science 348 (6238) 1016–1019

Rial JA (2012) Synchronization of polar climate variability over the last ice age: in search of simple rules at the heart of climate's complexity. American Journal of Science 312 (4) 417–448
Rial JA, Oh J & Reischmann E (2013) Synchronization of the climate system to eccentricity forcing and the 100,000-year problem. Nature Geoscience 6(4) 289–293
Ridgwell AJ, Watson AJ & Raymo ME (1999) Is the spectral signature of the 100 kyr glacial cycle consistent with a Milankovitch origin? Paleoceanography 14 (4) 437–440
Rigozo NR, Nordemann DJR, Echer MS et al (2007) Solar activity imprints in tree ring width from Chile (1610–1991). Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics 69 (9) 1049–1056
Rimbu N, Lohmann G, Lorenz SJ et al (2004) Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. Climate Dynamics 23 (2) 215–227
Roberts N, Eastwood WJ, Kuzucuoğlu C et al (2011) Climatic vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition. The Holocene 21 (1) 147–162
Robinson ES, Neuburg HAC & Williams R (1974) Ocean tides beneath the Ross Ice Shelf. Antarctic Journal of the United States 9 (4) 162–164
Robock A (2000) Volcanic eruptions and climate. Reviews of Geophysics 38 (2) 191–219
Rohde RA and Muller RA (2005) Cycles in fossil diversity. Nature 434 (7030) 208–210
Rohling E, Mayewski P & Challenor P (2003) On the timing and mechanism of millennial-scale climate variability during the last glacial cycle. Climate Dynamics 20 (2–3) 257–267
Rohling E, Mayewski P, Abu–Zied R et al (2002) Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. Climate Dynamics 18 (7) 587–593
Rohling EJ & Pälike H (2005) Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. Nature 434 (7036) 975–979
Rosen RD & Salstein DA (1985) Contribution of stratospheric winds to annual and semiannual fluctuations in atmospheric angular momentum and the length of day. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 90 (D5) 8033–8041
Rosenthal Y, Kalansky J, Morley A & Linsley B (2017) A paleo-perspective on ocean heat content: Lessons from the Holocene and Common Era. Quaternary Science Reviews 155 1–12
Rosenthal Y, Linsley BK & Oppo DW (2013) Pacific Ocean heat content during the past 10,000 years. Science 342 (6158) 617–621
Rosing MT, Bird DK, Sleep NH & Bjerrum CJ (2010) No climate paradox under the faint early Sun. Nature 464 (7289) 744–749
Rossignol–Strick M (1985) Mediterranean Quaternary sapropels: An immediate response of the African monsoon to variation of insolation. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology 49 (3–4) 237–263
Rothman DH (2002) Atmospheric carbon dioxide levels for the last 500 million years. Proceedings of the National Academy of Sciences 99 (7) 4167–4171
Roy I (2014) The role of the Sun in atmosphere–ocean coupling. International Journal of Climatology 34 (3) 655–677
Roychoudhuri O (2007) Our rosy future, according to Freeman Dyson. Salon 29 Sep 2007. https://www.salon.com/2007/09/29/freeman_dyson/ Accessed Aug 13 2022
Royer DL (2014) Atmospheric CO2 and O2 during the Phanerozoic: Tools patterns and impacts. In: Holland HD and Turekian HK (eds) Treatise on Geochemistry, 2nd ed. Elsevier, Vol 6 p 251–267
Royer DL, Berner RA, Montañez IP et al (2004) CO2 as a primary driver of phanerozoic climate. GSA today 14 (3) 4–10
Ruddiman WF (2001) Earth's Climate: Past and Future, 1st edn. WH Freeman and Co, New York, p345–348
Ruddiman WF (2007) The early anthropogenic hypothesis: Challenges and responses. Reviews of Geophysics 45 (4) RG4001
Ruzmaikin A & Feynman J (2011) The 1500 year quasiperiodicity during the Holocene. In: Rashid H, Polyak L & Mosley–Thompson E (eds) Abrupt Climate Change: Mechanisms, Patterns, and Impacts. Geophysical Monograph Series 193 161–171
Rydsaa JH, Graversen RG, Heiskanen TI & Stoll PJ (2021) Changes in atmospheric latent energy transport into the Arctic: Planetary versus synoptic scales. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 147 2281–2292
Rypdal M (2016) Early-warning signals for the onsets of Greenland interstadials and the Younger Dryas–Preboreal transition. Journal of Climate 29 (11) 4047–4056
Sadatzki H, Dokken TM, Berben SM et al (2019) Sea ice variability in the southern Norwegian Sea during glacial Dansgaard–Oeschger climate cycles. Science Advances 5 (3) eaau6174
Sadourny R (1994) Maunder minimum and the Little Ice Age: impact of a long-term variation of the solar flux on the energy and water cycle. In: Duplessy J–C and Spyridakis M–T (eds) Long-Term Climatic Variations. Springer, Berlin, p 533–550
Sagan C & Mullen G (1972) Earth and Mars: Evolution of atmospheres and surface temperatures. Science 177 (4043) 52–56
Salby M & Callaghan P (2000) Connection between the solar cycle and the QBO: The missing link. Journal of Climate 13 (2) 328–338
Salby ML & Callaghan PF (2006) Relationship of the quasi-biennial oscillation to the stratospheric signature of the solar cycle. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 111 (D6)
Salstein DA (2015) Angular Momentum of the Atmosphere. In: North GR, Pyle J and Zhang F (eds) Encyclopedia of Atmospheric Sciences 2nd ed. Elsevier Vol 2 p 43–50
Salvador RJ (2013) A mathematical model of the sunspot cycle for the past 1000 yr. Pattern Recognition in Physics 1 117–122
Sánchez–Sesma J (2015) Multi-millennial-scale solar activity and its influences on continental tropical climate: empirical evidence of recurrent cosmic and terrestrial patterns. Earth System Dynamics Discussions 6 (2)
Saramago J (2002) O Homem Duplicado. The Double. English 2004 ed. Houghton Mifflin Harcourt. Boston, Massachusetts
Scafetta N (2010) Empirical evidence for a celestial origin of the climate oscillations and its implications. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 72 (13) 951–970
Scafetta N (2012) Multi-scale harmonic model for solar and climate cyclical variation throughout the Holocene based on Jupiter–Saturn tidal frequencies plus the 11-year solar dynamo cycle. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 80 296–311
Scafetta N (2014) The complex planetary synchronization structure of the solar system. Pattern Recognition in Physics 2 (1) 1–19

Schindler DW (1999) Carbon cycling: The mysterious missing sink. Nature 398 (6723) 105–106
Schlesinger ME & Ramankutty N (1994) An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. Nature 367 (6465) 723–726
Schmidt GA, Severinghaus J, Abe–Ouchi A et al (2017) Overestimate of committed warming. Nature 547 (7662) E16
Schmidt MW & Hertzberg JE (2011) Abrupt Climate Change During the Last Ice Age. Nature Education Knowledge 3 (10) 11
Schneider DP, Steig EJ, van Ommen TD et al (2006) Antarctic temperatures over the past two centuries from ice cores. Geophysical Research Letters 33 (16)
Schneider von Deimling T, Ganopolski A, Held H & Rahmstorf S (2006) How cold was the last glacial maximum? Geophysical Research Letters 33 (14) L14709
Schröder M, Lockhoff M, Forsythe JM et al (2016) The GEWEX water vapor assessment: Results from intercomparison trend and homogeneity analysis of total column water vapor. Journal of Applied Meteorology and Climatology 55 (7) 1633–1649
Schrøder N, Pedersen LH & Bitsch RJ (2004) 10,000 years of climate change and human impact on the environment in the area surrounding Lejre. The Journal of Transdisciplinary Environmental Studies 3 (1) 1–27
Schulz M (2002) On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. Paleoceanography 17 (2) 4–1
Schulz M, Berger WH, Sarnthein M & Grootes PM (1999) Amplitude variations of 1470-year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass. Geophysical Research Letters 26 (22) 3385–3388
Schuster U & Watson AJ (2007) A variable and decreasing sink for atmospheric CO2 in the North Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 112 C11006
Schwabe SH (1843) Sonnen-beobachtungen im Jahre 1843 (Solar Observations during 1843). Astronomische Nachrichten 21 495 233
Schwartz RD & James PB (1984) Periodic mass extinctions and the Sun's oscillation about the galactic plane. Nature 308 (5961) 712–713
Schweiger AJ (2004) Changes in seasonal cloud cover over the Arctic seas from satellite and surface observations. Geophysical Research Letters 31 (12)
Scotese CR (2016) Some thoughts on global climate change: The transition from icehouse to hothouse. In: Scotese CR (author) The Earth History: The evolution of the Earth System. PALEOMAP Project, Evanston, IL, https://www.researchgate.net/publication/275277369_Some_Thoughts_on_Global_Climate_Change_The_Transition_for_Icehouse_to_Hothouse_Conditions Accessed 18 Oct 2018
Scotese CR (2018) Phanerozoic Temperatures: Tropical Mean Annual Temperature (TMAT), Polar Mean Annual Temperature (PMAT) and Global Mean Annual Temperature (GMAT) for the last 540 million Earth's Temperature. History Research Workshop, Smithsonian National Museum of Natural History, Washington DC 30–31 Mar 2018 https://www.researchgate.net/publication/324017003_Phanerozoic_Temperatures_Tropical_Mean_Annual_Temperature_TMAT_Polar_Mean_Annual_Temperature_PMAT_and_Global_Mean_Annual_Temperature_GMAT_for_the_last_540_million_years Accessed 13 Jun 2022
Scotese CR, Song H, Mills BJ & van der Meer DG (2021) Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. Earth-Science Reviews 103503
Seierstad IK, Abbott PM, Bigler M et al (2014) Consistently dated records from the Greenland GRIP, GISP2 and NGRIP ice cores for the past 104 ka reveal regional millennial-scale δ18O gradients with possible Heinrich event imprint. Quaternary Science Reviews 106 29–46
Self S, Rampino MR & Barbera JJ (1981) The possible effects of large 19th and 20th century volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures. Journal of Volcanology and Geothermal Research 11 (1) 41–60
Seong YB, Owen LA, Yi C & Finkel RC (2009) Quaternary glaciation of Muztag Ata and Kongur Shan: Evidence for glacier response to rapid climate changes throughout the Late Glacial and Holocene in westernmost Tibet. Geological Society of America Bulletin 121 (3–4) 348–365
Serreze M (2008) In: Reuters (News agency) Arctic ice second-lowest ever; polar bears affected. Reuters Market News, 27 Aug 2008. https://www.reuters.com/article/us-arctic-ice-polarbears-idUSN2745499020080827 Accessed 03 Mar 2019
Shakun JD, Clark PU, He F et al (2012) Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. Nature 484 (7392) 49–54
Shaviv NJ (2006) Long-term variations in the galactic environment of the Sun. In: Frisch PC (ed) Solar journey: The significance of our galactic environment for the heliosphere and Earth. Springer, Dordrecht, p 99–131
Shaviv NJ & Veizer J (2003) Celestial driver of Phanerozoic climate? GSA today 13 (7) 4–10
Shaw TA, Baldwin M, Barnes EA et al (2016) Storm track processes and the opposing influences of climate change. Nature Geoscience 9 (9) 656–664
Shearer C, Ghio N, Myllyvirta L et al (2017) Boom and Bust 2017. Tracking the Global Coal Plant Pipeline. CoalSwarm/Sierra Club/Greenpeace Report. http://endcoal.org/wp-content/uploads/2017/03/BoomBust2017-English-Final.pdf Accessed 03 Mar 2019
Shennan S, Downey SS, Timpson A et al (2013) Regional population collapse followed initial agriculture booms in mid-Holocene Europe. Nature communications 4 2486
Shepherd SJ, Zharkov SI & Zharkova VV (2014) Prediction of solar activity from solar background magnetic field variations in cycles 21–23. The Astrophysical Journal 795 (1) 46
Sherwood SC & Huber M (2010) An adaptability limit to climate change due to heat stress. Proceedings of the National Academy of Sciences 107 (21) 9552–9555
Shevenell AE, Ingalls AE, Domack EW & Kelly C (2011) Holocene Southern Ocean surface temperature variability west of the Antarctic Peninsula. Nature 470 (7333) 250–254
Shindell DT, Schmidt GA, Mann ME et al (2001) Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. Science 294 (5549) 2149–2152
Sigl M, Winstrup M, McConnell JR et al (2015) Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2500 years. Nature 523 (7562) 543–549

Simonneau A, Chapron E, Garçon M et al (2014) Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). Quaternary Science Reviews 89 27–43
Singarayer JS, Valdes PJ, Friedlingstein P et al (2011) Late Holocene methane rise caused by orbitally controlled increase in tropical sources. Nature 470 (7332) 82–85
Sinha A, Kathayat G, Weiss H et al (2019) Role of climate in the rise and fall of the Neo-Assyrian Empire. Science advances 5 (11) eaax6656
Sirocko F, Garbe–Schönberg D, McIntyre A & Molfino B (1996) Teleconnections between the subtropical monsoons and high-latitude climates during the last deglaciation. Science 272 (5261) 526–529
Sirocko F, Seelos K, Schaber K et al (2005) A late Eemian aridity pulse in central Europe during the last glacial inception. Nature 436 (7052) 833–836
Sjolte J, Adolphi F, Guðlaugsdòttir H & Muscheler R (2021) Major Differences in Regional Climate Impact Between High-and Low-Latitude Volcanic Eruptions. Geophysical Research Letters 48 (8) e2020GL092017
Slater GJ, Goldbogen JA & Pyenson ND (2017) Independent evolution of baleen whale gigantism linked to Plio–Pleistocene ocean dynamics. Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences 284 (1855) 20170546
Snyder CW (2016) Evolution of global temperature over the past two million years. Nature 538 (7624) 226–228
Soden BJ, Wetherald RT, Stenchikov GL & Robock A (2002) Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. Science 296 (5568) 727–730
Solanki SK, Usoskin IG, Kromer B et al (2004) Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. Nature 431 (7012) 1084–1087
Solomina O, Haeberli W, Kull C & Wiles G (2008) Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. Global and Planetary Change 60 (1) 1–9
Solomina ON, Bradley RS, Hodgson DA et al (2015) Holocene glacier fluctuations. Quaternary Science Reviews 111 9–34
Solomina ON, Bradley RS, Jomelli V et al (2016) Glacier fluctuations during the past 2000 years. Quaternary Science Reviews 149 61–90
Solomon S, Rosenlof KH, Portmann RW et al (2010) Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. Science 327 (5970) 1219–1223
Sonett CP (1984) Very long solar periods and the radiocarbon record. Reviews of Geophysics 22 (3) 239–254
Sonett CP & Suess HE (1984) Correlation of bristlecone pine ring widths with atmospheric 14C variations: a climate–Sun relation. Nature 307 (5947) 141–143
Soon W & Legates DR (2013) Solar irradiance modulation of Equator-to-Pole (Arctic) temperature gradients: Empirical evidence for climate variation on multi-decadal timescales. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 93 45–56
Sorrel P, Debret M, Billeaud I et al (2012) Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. Nature Geoscience 5 (12) 892–896
Spratt RM & Lisiecki LE (2016) A Late Pleistocene sea level stack. Climate of the Past 12 (4) 1079–1092
Stauffer B, Hofer H, Oeschger H et al (1984) Atmospheric CO2 concentration during the last glaciation. Annals of Glaciology 5 160–164
Stein R, Fahl K, Schade I et al (2017) Holocene variability in sea ice cover primary production and Pacific-Water inflow and climate change in the Chukchi and East Siberian Seas (Arctic Ocean). Journal of Quaternary Science 32 (3) 362–379
Steinhilber F & Beer J (2013) Prediction of solar activity for the next 500 years. Journal of Geophysical Research: Space Physics 118 (5) 1861–1867
Steinthorsdottir M, Vajda V, Pole M & Holdgate G (2019) Moderate levels of Eocene p CO2 indicated by Southern Hemisphere fossil plant stomata. Geology 47 (10) 914–918
Stenchikov G (2021) The role of volcanic activity in climate and global changes. In: Letcher TM (ed) Climate change. Observed Impacts on Planet Earth, 3rd edn. Elsevier, Amsterdam, p 607–643
Stenchikov G, Robock A, Ramaswamy V et al (2002) Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 107 (D24) ACL-28
Stocker TF & Johnsen SJ (2003) A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. Paleoceanography 18(4) 1087–1093
Stott L, Cannariato K, Thunell R et al (2004) Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. Nature 431 (7004) 56–59
Stranne C, Jakobsson M & Björk G (2014) Arctic Ocean perennial sea ice breakdown during the Early Holocene Insolation Maximum. Quaternary Science Reviews 92 123–132
Sud YC, Walker GK & Lau KM (1999) Mechanisms regulating sea-surface temperatures and deep convection in the tropics. Geophysical Research Letters 26 (8) 1019–1022
Suess HE (1955) Radiocarbon Concentration in Modern Wood. Science 122 (3166) 415–417
Sugi M, Yoshida K & Murakami H (2015) More tropical cyclones in a cooler climate?. Geophysical Research Letters 42 (16) 6780–6784
Sun DZ (2000) The heat sources and sinks of the 1986–87 El Niño. Journal of climate 13 (20) 3533–3550
Sun J & Tan B (2013) Mechanism of the wintertime Aleutian low–Icelandic low seesaw. Geophysical Research Letters 40 (15) 4103–4108
Sun W, Liu J, Wang B et al (2018) A “La Niña-like” state occurring in the second year after large tropical volcanic eruptions during the past 1500 years. Climate Dynamics 1–15
Sushch I & Hnatyk B (2014) Modelling of the radio emission from the Vela supernova remnant. Astronomy & Astrophysics 561 pA139
Svalgaard L (2018) Prediction of Solar Cycle 25. In: SORCE 2018 Sun–Climate Symposium. Lake Arrowhead, California, 19–23 Mar 2018. https://www.leif.org/research/Prediction-of-SC25.pdf Accessed 03 Mar 2019
Svalgaard L & Schatten KH (2016) Reconstruction of the sunspot group number: the backbone method. Solar Physics 291 (9–10) 2653–2684

Svensmark J, Enghoff MB, Shaviv NJ & Svensmark H (2016) The response of clouds and aerosols to cosmic ray decreases. Journal of Geophysical Research: Space Physics 121 (9) 8152–8181
Sweet WV, Kopp RE, Weaver CP et al (2017) Global and regional sea level rise scenarios for the United States. NOAA Technical Report NOS CO-OPS 083
Swingedouw D, Mignot J, Ortega P et al (2017) Impact of explosive volcanic eruptions on the main climate variability modes. Global and Planetary Change 150 24–45
Swingedouw D, Ortega P, Mignot J et al (2015) Bidecadal North Atlantic ocean circulation variability controlled by timing of volcanic eruptions. Nature communications 6 (1) 1–12
Taguchi M (2010) Observed connection of the stratospheric quasi-biennial oscillation with El Niño–Southern Oscillation in radiosonde data. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 115 (D18)
Tan B (2011) Multi-timescale solar cycles and the possible implications. Astrophysics and Space Science 332 (1) 65–72
Tetlock PE (2005) Expert Political Judgment: How Good Is It? How Can We Know? Princeton University Press, Princeton
The Guardian (2018) We have 12 years to limit climate change catastrophe, warns UN. Watts J (writer) Oct 8 2018. https://www.theguardian.com/environment/2018/oct/08/global-warming-must-not-exceed-15c-warns-landmark-un-report Accessed Aug 13 2022
The Guardian (2020) UN secretary general urges all countries to declare climate emergencies. Harvey F (writer) Dec 12 2020. https://www.theguardian.com/environment/2020/dec/12/un-secretary-general-all-countries-declare-climate-emergencies-antonio-guterres-climate-ambition-summit Accessed Aug 13 2022
Thompson DW & Wallace JM (2000) Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. Journal of climate 13 (5) 1000–1016
Thompson LG, Mosley–Thompson E, Brecher H et al (2006) Abrupt tropical climate change: Past and present. Proceedings of the National Academy of Sciences 103 (28) 10536–10543
Thompson LG, Mosley–Thompson E, Davis ME et al (2002) Kilimanjaro ice core records: evidence of Holocene climate change in tropical Africa. Science 298 (5593) 589–593
Thornalley DJ, Elderfield H & McCave IN (2009) Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. Nature 457 (7230) 711–714
Thorndycraft VR & Benito G (2006) The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. Quaternary Science Reviews 25 (3–4) 223–234
Thouret JC, Van der Hammen T, Salomons B and Juvigné E (1996) Paleoenvironmental changes and glacial stades of the last 50,000 years in the Cordillera Central, Colombia. Quaternary Research 46 (1) 1–18
Tierney JE, Russell JM, Damsté JSS et al (2011) Late Quaternary behavior of the East African monsoon and the importance of the Congo Air Boundary. Quaternary Science Reviews 30 (7–8) 798–807
Tierney JE, Zhu J, King J et al (2020) Glacial cooling and climate sensitivity revisited. Nature 584 (7822) 569–573
Timmermann A, An SI, Kug JS et al (2018) El Niño–southern oscillation complexity. Nature 559 (7715) 535–545
Timmreck C (2012) Modeling the climatic effects of large explosive volcanic eruptions. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change 3 (6) 545–564
Tinner W & Theurillat JP (2003) Uppermost limit, extent, and fluctuations of the timberline and treeline ecocline in the Swiss Central Alps during the past 11,500 years. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 35 (2) 158–169
Tinner W, Ammann B & Germann P (1996) Treeline fluctuations recorded for 12,500 years by soil profiles pollen and plant macrofossils in the Central Swiss Alps. Arctic and Alpine Research 28 (2) 131–147
Tokinaga H, Xie SP & Mukougawa H (2017) Early 20th-century Arctic warming intensified by Pacific and Atlantic multidecadal variability. Proceedings of the National Academy of Sciences 114 (24) 6227–6232
Tomasi C, Petkov BH, Drofa O & Mazzola M (2020) Thermodynamics of the Arctic Atmosphere. In: Kokhanovsky A, Tomasi C (eds) Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere. Springer, Cham, p 53–152
Toohey M, Krüger K, Bittner M et al (2014) The impact of volcanic aerosol on the Northern Hemisphere stratospheric polar vortex: mechanisms and sensitivity to forcing structure. Atmospheric Chemistry and Physics 14 (23) 13063–13079
Toohey M, Krüger K, Schmidt H et al (2019) Disproportionately strong climate forcing from extratropical explosive volcanic eruptions. Nature Geoscience 12 (2) 100–107
Trouet V & van Oldenborgh GJ (2013) KNMI Climate Explorer: a web-based research tool for high-resolution paleoclimatology Tree-Ring Research 69 (1) 3–13
Tsonis AA, Swanson K & Kravtsov S (2007) A new dynamical mechanism for major climate shifts. Geophysical Research Letters 34 (13)
Turney C, Baillie M, Clemens S et al (2005) Testing solar forcing of pervasive Holocene climate cycles. Journal of Quaternary Science 20 (6) 511–518
Tzedakis PC, Channell JE, Hodell DA et al (2012) Determining the natural length of the current interglacial. Nature Geoscience 5 (2) 138–141
Tzedakis PC, Crucifix M, Mitsui T & Wolff EW (2017) A simple rule to determine which insolation cycles lead to interglacials. Nature 542 (7642) 427–432
United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division (2017) World Population Prospects: The 2017 Revision, Key Findings and Advance Tables. ESA/P/WP/248
Usoskin IG (2013) A history of solar activity over millennia. Living Reviews in Solar Physics 10 (1) 1–94
Usoskin IG (2017) A history of solar activity over millennia. Living Reviews in Solar Physics 14 (1) 3
Usoskin IG, Gallet Y, Lopes F et al (2016) Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima. Astronomy & Astrophysics 587 A150
Usoskin IG, Solanki SK & Kovaltsov GA (2007) Grand minima and maxima of solar activity: new observational constraints. Astronomy & Astrophysics 471 (1) 301–309

van der Plicht J, van Geel B, Bohncke SJP et al (2004) The Preboreal climate reversal and a subsequent solar-forced climate shift. Journal of Quaternary Science 19 (3) 263–269
van Geel B, Raspopov OM, van der Plicht J & Renssen H (1998) Solar forcing of abrupt climate change around 850 calendar years BC. In: Peiser BJ, Palmer T and Bailey ME (eds) Natural Catastrophes During Bronze Age Civilisations: Archaeological Geological Astronomical and Cultural Perspectives. British Archaeological Reports, Oxford, p 162–168
van Loon H & Labitzke K (1988) Association between the 11-year solar cycle, the QBO, and the atmosphere. Part II: Surface and 700 mb in the Northern Hemisphere in winter. Journal of Climate 1 (9) 905–920
van Ommen T (2015) Palaeoclimate: Northern push for the bipolar see-saw. Nature 520 (7549) 630–631
van Vuuren DP, Edmonds J, Kainuma M et al (2011) The representative concentration pathways: an overview. Climatic change 109 (1–2) 5–31
van Wijngaarden WA & Happer W (2020) Dependence of Earth's Thermal Radiation on Five Most Abundant Greenhouse Gases. arXiv preprint arXiv:2006.03098
Vasiliev SS & Dergachev VA (2002) The ~ 2400-year cycle in atmospheric radiocarbon concentration: bispectrum of 14C data over the last 8000 years. Annales Geophysicae 20 (1) 115–120
Veizer J, Godderis Y & François LM (2000) Evidence for decoupling of atmospheric CO2 and global climate during the Phanerozoic eon. Nature 408 (6813) 698–701
Vérard C, Hochard C, Baumgartner PO et al (2015) Geodynamic evolution of the Earth over the Phanerozoic: Plate tectonic activity and palaeoclimatic indicators. Journal of Palaeogeography 4 (2) 167–188
Verdon DC & Franks SW (2006) Long-term behaviour of ENSO: Interactions with the PDO over the past 400 years inferred from paleoclimate records. Geophysical Research Letters 33 (6) L06712
Veretenenko S & Ogurtsov M (2016) Cloud cover anomalies at middle latitudes: Links to troposphere dynamics and solar variability. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 149 207–218
Veretenenko S & Ogurtsov M (2019) Manifestation and possible reasons of ~60-year oscillations in solar-atmospheric links. Advances in Space Research 64 (1) 104–116
Versteegh GJ (2005) Solar forcing of climate 2: Evidence from the past. Space Science Reviews 120 (3–4) 243–286
Versteegh GJM, De Leeuw JW, Taricco C & Romero A (2007) Temperature and productivity influences on U37K′ and their possible relation to solar forcing of the Mediterranean winter. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8 (9) Q09005
Very FW (1908) The Greenhouse Theory and planetary temperatures. Philosophical Magazine 16 (93) 462–480
Vettoretti G & Peltier WR (2004) Sensitivity of glacial inception to orbital and greenhouse gas climate forcing. Quaternary Science Reviews 23 (3–4) 499–519
Vettoretti G & Peltier WR (2011) The impact of insolation greenhouse gas forcing and ocean circulation changes on glacial inception. The Holocene 21 (5) 803–817
Vieira LEA & Solanki SK (2010) Evolution of the solar magnetic flux on time scales of years to millenia. Astronomy & Astrophysics 509 A100
Vieira LEA, Solanki SK, Krivova NA & Usoskin I (2011) Evolution of the solar irradiance during the Holocene. Astronomy & Astrophysics 531 A6
Vimeux F, Masson V, Jouzel J et al (1999) Glacial–interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. Nature 398 (6726) 410–413
Vincent E & Berger WH (1985) Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: The Monterey hypothesis. In: Sundquist ET and Broecker WS (eds) The carbon cycle and atmospheric CO2 : Natural variations Archean to present. American Geophysical Union, Washington DC. Geophysical Monograph Series 32 p 455–468
Vinós J (2019) ENSO predictions based on solar activity. https://judithcurry.com/2019/09/01/enso-predictions-based-on-solar-activity/ Accessed 23 Dec 2021
Vinther BM, Buchardt SL, Clausen HB et al (2009) Holocene thinning of the Greenland ice sheet. Nature 461 (7262) 385–388
von Hayek FA (1974) The Pretence of Knowledge – Prize Lecture to the memory of Alfred Nobel. In: Nobel Prize Outreach. https://www.nobelprize.org/prizes/economic-sciences/1974/hayek/lecture/ Accessed 20 Dec 2021
Vonder Haar TH, Bytheway JL & Forsythe JM (2012) Weather and climate analyses using improved global water vapor observations. Geophysical Research Letters 39 (15)
Voosen P (2018) Massive drought or myth? Scientists spar over an ancient climate event behind our new geological age. Science doi: 10.1126/science.aav0432
Voosen P (2021) Climate panel confronts implausibly hot models. Science 373 (6554) 474–475
WAIS Divide Project Members (2015) Precise interpolar phasing of abrupt climate change during the last ice age. Nature 520 (7549) 661–665
Walker JC, Hays PB & Kasting JF (1981) A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. Journal of Geophysical Research: Oceans 86 (C10) 9776–9782
Walker M, Head MH, Berklehammer M et al (2018) Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. Episodes 41 (4) 213–224
Walker M, Johnsen S, Rasmussen SO et al (2009) Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records Journal of Quaternary Science 24 (1) 3–17
Walsh J, Wuebbles D, Hayhoe K et al (2014) Our changing climate. In: Melillo JM, Richmond TC and Yohe GW (eds) Climate Change Impacts in the United States: The Third National Climate Assessment. US Global Change Research Program, p 19–67

Wang C, Deser C, Yu J–Y et al (2016) El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review. In: Glynn PW, Manzello DP and Enochs IC (eds) Coral reefs of the Eastern Tropical Pacific: persistence and loss in a dynamic environment. Springer
Wang G, Zhao C, Zhang M et al (2020) The causality from solar irradiation to ocean heat content detected via multi-scale Liang–Kleeman information flow. Scientific Reports 10 (1) 1–9
Wang J, Dai A & Mears C (2016) Global water vapor trend from 1988 to 2011 and its diurnal asymmetry based on GPS radiosonde and microwave satellite measurements. Journal of Climate 29 (14) 5205–5222
Wang J, Yang B, Ljungqvist FC et al (2017) Internal and external forcing of multidecadal Atlantic climate variability over the past 1,200 years. Nature Geoscience 10 (7) 512–517
Wang L, Li J, Zhao J et al (2016) Solar- monsoon- and Kuroshio-influenced thermocline depth and sea surface salinity in the southern Okinawa Trough during the past 17,300 years. Geo-Marine Letters 36 (4) 281–291
Wang T, Surge D & Mithen S (2012) Seasonal temperature variability of the Neoglacial (3300–2500 BP) and Roman Warm Period (2500–1600 BP) reconstructed from oxygen isotope ratios of limpet shells (Patella vulgata), Northwest Scotland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 317 104–113
Wang X & Key JR (2005) Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR Polar Pathfinder dataset. Part I: Spatial and temporal characteristics. Journal of Climate 18 (14) 2558–2574
Wang X, Liu J, Yang B et al (2021) Seasonal Trends in Clouds and Radiation over the Arctic Seas from Satellite Observations during 1982 to 2019. Remote Sensing 13 (16) 3201
Wang Y, Cheng H, Edwards RL et al (2005) The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate Science. 308 (5723) 854–857
Wanner H & Brönnimann S (2012) Is there a global Holocene climate mode? PAGES news 20 (1) 44–45
Wanner H, Solomina O, Grosjean M et al (2011) Structure and origin of Holocene cold events. Quaternary Science Reviews 30 (21–22) 3109–3123
Watson P & Frazer A (2009) NSW King Tide Photo Event Summary 2009; Appendix B4. Paper presented at the 18th NSW Coastal Conference Ballina Australia 3–6 November 2009 https://coastalconference.com/2009/papers2009/Phil%20Watson%20Full%20paper%202.pdf Accessed 29 Jun 2022
Wazneh H, Gachon P, Laprise R et al (2021) Atmospheric blocking events in the North Atlantic: trends and links to climate anomalies and teleconnections. Climate Dynamics 56 (7) 2199–2221
Weiss NO & Tobias SM (2015) Supermodulation of the Sun's magnetic activity: the effects of symmetry changes. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 456 (3) 2654–2661
Weng H (2012) Impacts of multi-scale solar activity on climate. Part I: Atmospheric circulation patterns and climate extremes. Advances in Atmospheric Sciences 29 (4) 867–886
Weninger B, Clare L, Gerritsen F et al (2014) Neolithisation of the Aegean and Southeast Europe during the 6600–6000 calBC period of Rapid Climate Change. Documenta Praehistorica 41 1–31
Weninger B, Clare L, Rohling E et al (2009) The impact of rapid climate change on prehistoric societies during the Holocene in the Eastern Mediterranean. Documenta Praehistorica 36 7–59
Werne JP, Hollander DJ, Lyons TW & Peterson LC (2000) Climate-induced variations in productivity and planktonic ecosystem structure from the Younger Dryas to Holocene in the Cariaco Basin, Venezuela. Paleoceanography 15 (1) 19–29
White WB & Liu Z (2008) Non-linear alignment of El Niño to the 11-yr solar cycle. Geophysical Research Letters 35 (19) L19607
White WB, Dettinger MD & Cayan DR (2003) Sources of global warming of the upper ocean on decadal period scales. Journal of Geophysical Research: Oceans 108 (C8)
Wild M, Hakuba MZ, Folini D et al (2019) The cloud-free global energy balance and inferred cloud radiative effects: an assessment based on direct observations and climate models. Climate Dynamics 52 (7) 4787–4812
Williams GE (1975) Possible relation between periodic glaciation and the flexure of the galaxy. Earth and Planetary Science Letters 26 (3) 361–369
Winograd IJ, Coplen TB, Landwehr JM et al (1992) Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. Science 258 (5080) 255–260
Witt A & Schumann AY (2005) Holocene climate variability on millennial scales recorded in Greenland ice cores. Nonlinear Processes in Geophysics 12 (3) 345–352
Wolbach WS, Ballard JP, Mayewski PA et al (2018) Extraordinary biomass-burning episode and impact winter triggered by the Younger Dryas cosmic impact ~ 12,800 years ago. 1. Ice cores and glaciers. The Journal of Geology 126 (2) 165–184
Wood FJ (1978) Perigean spring tides: A potential threat toward coastal flooding disaster. Preface to: Wood FJ (author) The strategic role of perigean spring tides in nautical history and North American coastal flooding 1635–1976. US Dept of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, p V–XIII
Woods C & Caballero R (2016) The role of moist intrusions in winter Arctic warming and sea ice decline. Journal of Climate 29 (12) 4473–4485
Woods C, Caballero R & Svensson G (2013) Large-scale circulation associated with moisture intrusions into the Arctic during winter. Geophysical Research Letters 40 (17) 4717–4721
Wu CJ, Usoskin IG, Krivova N et al (2018) Solar activity over nine millennia: A consistent multi-proxy reconstruction. Astronomy & Astrophysics 615 A93
Wuebbles DJ, Fahey DW & Hibbard KA (2017) Executive summary. In: Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, US Global Change Research Program, Washington DC, Vol I pp 12–34
Wunsch C (2005) The total meridional heat flux and its oceanic and atmospheric partition. Journal of climate 18 (21) 4374–4380
Wunsch C (2010) Towards understanding the Paleocean. Quaternary Science Reviews 29 (17–18) 1960–1967

Wyatt MG (2012) A multidecadal climate signal propagating across the Northern Hemisphere through indices of a synchronized network. Dissertation, University of Colorado at Boulder
Wyatt MG & Curry JA (2014) Role for Eurasian Arctic shelf sea ice in a secularly varying hemispheric climate signal during the 20th century. Climate dynamics 42 (9–10) 2763–2782
Xapsos MA & Burke EA (2009) Evidence of 6 000-year periodicity in reconstructed sunspot numbers. Solar Physics 257 (2) 363–369
Yang H, Li Q, Wang K et al (2015) Decomposing the meridional heat transport in the climate system. Climate Dynamics 44 (9–10) 2751–2768
Yu L & Weller RA (2007) Objectively analyzed air–sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005). Bulletin of the American Meteorological Society 88 (4) 527–540
Yu Y & Ren R (2019) Understanding the variation of stratosphere–troposphere coupling during stratospheric northern annular mode events from a mass circulation perspective. Climate Dynamics 53 (9) 5141–5164
Zachos J, Pagani M, Sloan L et al (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science 292 (5517) 686–693
Zemp M, Frey H, Gärtner–Roer I et al (2015) Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. Journal of Glaciology 61 (228) 745–762
Zeng Z, Ziegler AD, Searchinger T et al (2019) A reversal in global terrestrial stilling and its implications for wind energy production. Nature Climate Change 9 (12) 979–985
Zhang DD, Brecke P, Lee HF et al (2007) Global climate change, war, and population decline in recent human history. Proceedings of the National Academy of Sciences 104 (49) 19214–19219
Zhang DD, Lee HF, Wang C et al (2011) Climate change and large-scale human population collapses in the pre-industrial era. Global Ecology and Biogeography 20 (4) 520–531
Zhang W, Yan H, Dodson J et al (2018) The 9.2 ka event in Asian summer monsoon area: the strongest millennial scale collapse of the monsoon during the Holocene. Climate Dynamics 50 (7–8) 2767–2782
Zhang Y, Xu J, Yang N & Lan P (2018b) Variability and Trends in Global Precipitable Water Vapor Retrieved from COSMIC Radio Occultation and Radiosonde Observations. Atmosphere 9 (5) 174
Zhao Q, Guo Y, Ye T et al (2021) Global, regional, and national burden of mortality associated with non-optimal ambient temperatures from 2000 to 2019: a three-stage modelling study. The Lancet Planetary Health 5 (7) e415–e425
Zheng X, Li A, Kao S et al (2016) Synchronicity of Kuroshio Current and climate system variability since the Last Glacial Maximum. Earth and Planetary Science Letters 452 247–257
Zhou J & Tung KK (2013) Observed tropospheric temperature response to 11-yr solar cycle and what it reveals about mechanisms. Journal of the Atmospheric Sciences 70 (1) 9–14
Zhu J, Xie A, Qin X et al (2021) An Assessment of ERA5 Reanalysis for Antarctic Near-Surface Air Temperature. Atmosphere 12 (2) 217
Zhu Z, Piao S, Myneni RB et al (2016) Greening of the Earth and its drivers. Nature Climate Change 6 (8) 791–795
Zielinski GA, Mayewski PA, Meeker LD et al (1996) A 110,000-yr record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core. Quaternary Research 45 (2) 109–118
Zwally HJ, Li J, Robbins JW et al (2015) Las ganancias de masa de la capa de hielo antártica superan las pérdidas. Journal of Glaciology 61 (230) 1019-1036

GLOSARIO

^{14}C: Isótopo inestable del carbono con un peso atómico de 14 y una vida media de unos 5.700 años. Se produce por el efecto de la radiación cósmica y solar de alta energía sobre el nitrógeno atmosférico. Se utiliza para la datación por radiocarbono, que se remonta a unos 40 ka, y como indicador de la actividad solar en el pasado. Su producción se ve afectada por la actividad magnética solar y los cambios geomagnéticos.

– A –

Índice aa: El índice geomagnético de amplitud antipodal es una medida del nivel de perturbación del campo magnético terrestre basada en observaciones magnetométricas realizadas en dos estaciones casi antipodales situadas en el Reino Unido y Australia. Es el índice geomagnético más antiguo, ya que se remonta a 1868.

Cambio climático abrupto: Cambio climático caracterizado por una alteración persistente de una o más variables climáticas a un ritmo superior al observado en el 80 % de los casos, lo que da lugar a un estado climático diferente que puede durar décadas o más.

Evento climático abrupto (ACE): Período de varios siglos en el que se producen alteraciones significativas de las variables climáticas a escala global o hemisférica, como resultado de un cambio climático abrupto, que constituyen un estado climático diferente.

Advección: Transferencia de alguna propiedad de la atmósfera o del océano, como el calor, la humedad o la salinidad, por movimientos de masa predominantemente horizontales del agua o del aire. En meteorología y oceanografía es el equivalente horizontal de la convección predominantemente vertical.

Período húmedo africano: Cada período en el que la insolación del verano boreal es lo suficientemente alta como para permitir que el monzón de África occidental llegue a la región del Sáhara. Las precipitaciones anuales sobre el Sáhara son entonces suficientes para permitir un entorno de tipo sabana en lugar de un desierto. El último período húmedo africano tuvo lugar entre 12,4 y 5,5 kyr BP.

Albedo: Es la fracción (porcentaje) de la radiación solar que se refleja en una superficie. El albedo atmosférico debido a la cobertura nubosa es el factor que más contribuye al albedo de la Tierra. El albedo superficial es más alto en el hielo y más bajo en general en el océano.

Alquenona: Metil y etil n-cetona insaturada de cadena larga producida por algunas especies de fitoplancton. Son lo suficientemente estables como para haber sido detectadas en sedimentos marinos de 120 millones de años de antigüedad. Algunas se utilizan como indicador de la temperatura de la superficie del mar en el pasado, ya que su grado de saturación está relacionado con la temperatura en el momento en que se produjeron.

Oscilación de Allerød: Interstadial entre el Dryas Antiguo y el Dryas Reciente en la región del Atlántico Norte, ahora identificado con las fases a a c3 del Interstadial 1 de Groenlandia, entre 13 900 y 12 900 BP. Se vio interrumpido por una recaída fría conocida como el Período Frío Intra-Allerød (IACP, fase b del GI-1).

Altitermal: Parte central de una división tripartita del Holoceno basada en la palinología (ciencia del polen) propuesta por Ernst Antevs en 1948 y publicada como Secuencia Climática Neotérmica. Significa período de altas temperaturas y corresponde al Óptimo Climático del Holoceno.

Anatérmico: La parte más temprana de una división tripartita del Holoceno basada en la palinología (ciencia del polen) propuesta por Ernst Antevs en 1948 y publicada como Secuencia Climática Neotérmica. Significa período de aumento de la temperatura.

Momento angular: Cantidad vectorial determinada por el momento rotacional de un cuerpo o sistema en rotación, equivalente al producto de la velocidad angular del cuerpo o sistema y su momento de inercia con respecto al eje de rotación. La dirección del vector es el eje de rotación.

Anomalía: En referencia a la temperatura, indica una escala, normalmente en grados Kelvin o Celsius, en la que el valor cero se ha situado en la temperatura media de un determinado periodo de tiempo, normalmente 30 años. El nombre es desafortunado, ya que sugiere que los cambios de temperatura son anómalos.

Máximos isotópicos antárticos (AIM): Periodos de calentamiento a escala milenaria en la Antártida caracterizados por un aumento de las relaciones isotópicas $\delta^{18}O$ y δD en los núcleos de hielo.

Calentamiento global antropogénico (AGW): Calentamiento global resultante de las actividades humanas pasadas y presentes.

Afelio: Punto de una órbita que se encuentra más alejado del sol. En el caso de la Tierra, se produce actualmente alrededor del 5 de julio.

Apogeo: El punto de mayor distancia en la órbita de cualquier satélite de la Tierra.

Precesión apsidal: También conocida como precesión orbital, es la precesión (rotación gradual) de la línea que conecta los apsides, los puntos más cercanos y más lejanos al cuerpo principal. El período de precesión apsidal de la Tierra es de 113

kyr y participa en las frecuencias orbitales de Milankovitch que constituyen un forzamiento climático. El período de precesión apsidal de la Luna es de 8,85 años.

Oscilación Ártica (AO): También conocida como Modo Anular del Hemisferio Norte, la AO es un modo de variabilidad climática que afecta a los vientos que circulan en sentido antihorario alrededor del Ártico. Una AO positiva se caracteriza por vientos fuertes, una corriente en chorro en forma de anillo, baja presión superficial en el Ártico y masas de aire frío confinadas en las regiones polares. Una AO negativa se caracteriza por vientos más débiles, una corriente en chorro serpenteante, alta presión superficial en el Ártico y masas de aire frío que penetran en latitudes no polares. El índice AO se calcula comparando el campo de altura geopotencial de 20-90°N 1000 mBar con su modo principal de variabilidad para el período 1979-2000.

Circulación meridional de retorno del Atlántico (AMOC): Sistema de corrientes oceánicas superficiales y profundas del océano Atlántico responsable del transporte de calor, sal, carbono y nutrientes. Las corrientes superficiales transportan calor y humedad hacia el norte desde los trópicos, mientras que las corrientes frías profundas devuelven la sal hacia el sur. Las regiones de retorno en ambos extremos conectan ambos subsistemas.

Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO): Modo recurrente de variabilidad climática en el Atlántico Norte asociado a cambios en la temperatura de la superficie del mar, cambios en las precipitaciones en América del Norte, Europa y el norte de África, y la intensidad de los huracanes en el Atlántico Norte. Se caracteriza por fases alternas de 20 a 40 años con una amplitud de aproximadamente 0,6 °C en la temperatura de la superficie del mar.

Precesión axial: Cambio lento y continuo en la orientación del eje de rotación de un cuerpo astronómico. El período de precesión axial de la Tierra es de aproximadamente 25 800 años y participa en las frecuencias orbitales de Milankovitch, que constituyen un forzamiento climático.

– B –

Compensación de Bjerknes: Proposición de Jacob Bjerknes en 1964 según la cual la variabilidad del transporte de calor latitudinal por el océano se compensa en gran medida con la variabilidad de signo opuesto del transporte de calor latitudinal por la atmósfera. Aunque no se ha demostrado formalmente debido a las dificultades para medir el transporte de calor por el océano, es generalmente aceptada.

Secuencia de Blytt-Sernander: Secuencia climática del norte de Europa basada en restos de polen y plantas encontrados en turberas danesas por Axel Blytt y Rutger Sernander. Se elaboró y perfeccionó durante la primera mitad del siglo XX, cuando era muy popular y se demostró que se daba de forma más generalizada. Cayó en desuso en la década de 1970.

Período Bølling-Allerød: Un interstadial entre el Dryas más antiguo y el Dryas más reciente en la región del Atlántico Norte, ahora identificado con el Interstadial 1 de Groenlandia, entre 14 700 y 12 900 BP. Incluye la Oscilación de Bølling, el Dryas más antiguo y la Oscilación de Allerød.

Oscilación de Bølling: Interstadial entre el Dryas más antiguo y el Dryas más antiguo en la región del Atlántico Norte, ahora identificado con la fase e del Interstadial 1 de Groenlandia, entre 14 700 y 14 100 BP.

Ciclo de Bond: patrón sedimentario oceánico del período glacial descubierto por Gerard Bond y Rusty Lotti en 1995 que relacionaba la ocurrencia de 3-4 eventos de Dansgaard-Oeschger entre dos eventos de Heinrich.

Evento de Bond: períodos de aumento de la actividad de transporte de hielo en el Atlántico Norte durante el Holoceno identificados por Gerard Bond en 1997. Su número y periodicidad han sido objeto de controversia, pero no así su importancia climática, ya que se correlacionan con los cambios en las precipitaciones a ambos lados del Atlántico, los períodos de debilidad del monzón asiático y los eventos de aridez en Oriente Medio.

BP: Antes del presente. Etiqueta que indica un número de años antes de 1950 en el calendario gregoriano. Esta escala es habitual en geología, y se eligió 1950 porque la datación por radiocarbono se desarrolló a principios de la década de 1950 y se utilizó para datar materiales anteriores a esa fecha.

Ciclo solar de Bray: Periodicidad de la actividad solar de aproximadamente 2500 años descrita por primera vez por Roger Bray en 1968 y relacionada con una periodicidad climática del mismo período y fase.

– C –

Modo C: Modo combinado de variabilidad climática resultante de la interacción no lineal entre el ciclo anual de la masa de agua cálida del Pacífico occidental y la variabilidad de El Niño/Oscilación del Sur. El modo C tiene profundos efectos en el clima tropical, el bloqueo de fase del ENOS y la variabilidad del nivel del mar entre hemisferios en el Pacífico.

Cal (años): Años calibrados, también años naturales. Datación obtenida a partir de la conversión de años de radiocarbono a años naturales.

Cambio climático: Cambio en el clima identificado por cambios estadísticamente significativos en sus variables climatológicas que persisten durante un período prolongado, normalmente décadas o más. Según esta definición, el clima está en constante cambio.

Sensibilidad climática: Véase «sensibilidad climática en equilibrio».

Clima: Patrón general de las condiciones meteorológicas de una zona. El clima se define estadísticamente en términos de la media y la variabilidad de las variables climatológicas pertinentes durante un período de tiempo que puede oscilar entre meses y miles o millones de años.

CMIP: Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados. Marco de colaboración diseñado para mejorar el conocimiento de los modelos globales acoplados de circulación general del océano y la atmósfera. Organizado en 1995 por el Grupo de Trabajo sobre Modelización Acoplada del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas. La fase más reciente del proyecto (2014-2020) es la fase 6.

Hipótesis del CO2 : Hipótesis que propone que la cantidad de CO2 en la atmósfera terrestre es el principal factor que determina la temperatura de su superficie, y que los cambios en los niveles de CO2 causaron la mayoría de los grandes cambios climáticos del pasado y son responsables del calentamiento global actual.

Conducción: La conducción térmica es la transferencia de calor entre partículas a través de colisiones. El flujo de energía es espontáneo de un cuerpo más caliente a otro más frío y su velocidad depende del gradiente de temperatura y de las propiedades del medio conductor.

Convección: Transferencia de alguna propiedad de la atmósfera o del océano, como el calor, la humedad o la salinidad, mediante movimientos de masa predominantemente verticales del agua o del aire. En meteorología y oceanografía es el equivalente vertical de la advección, que es predominantemente horizontal.

Isótopos cosmogénicos: Isótopos inestables producidos naturalmente por el efecto de la radiación cósmica en la atmósfera terrestre. Los principales son el ^{14}C y el ^{10}Be.

– D –

Evento Dansgaard-Oeschger (D-O): Evento climático abrupto de un período glacial centrado en la región del Atlántico Norte y los mares nórdicos, caracterizado por un calentamiento repentino, medido entre 7 y 13 °C en los núcleos de hielo de Groenlandia, durante un período de siete décadas, seguido de un retorno más lento a las condiciones glaciales durante varios siglos o incluso milenios. Su efecto es hemisférico y está vinculado a los máximos isotópicos antárticos, lo que da lugar a una característica climática global que queda bien registrada en los niveles globales de metano.

Período frío de la Edad Media (DACP): Intervalo climático posterior al período cálido romano y anterior al período cálido medieval, caracterizado por un enfriamiento. Suele datarse entre los años 400 y 900 d. C.

Ciclo solar de De Vries: Periodicidad de la actividad solar de aproximadamente 210 años, llamada así por Hessel de Vries, quien en 1958 identificó dos máximos en la producción de ^{14}C cerca de los años 1500 y 1700 d. C.

Dividendo demográfico: Aumento de la productividad económica debido al aumento del número de personas en la población activa en relación con el número de personas dependientes. Es el impacto económico positivo de un cambio en la estructura de edad de la población hacia una mayor proporción de población en edad de trabajar.

Dryas octopetala: planta con flores del Ártico y los Alpes, de la familia de las *Rosaceae*, que ha dado nombre a los tres últimos períodos fríos antes del Holoceno.

– E –

Holoceno temprano: Primera parte tras dividir el Holoceno en tres períodos de duración similar. Anteriormente tenía una duración variable en función de la zona y el indicador estudiado, pero en 2018 la Unión Internacional de Ciencias Geológicas estableció su correspondencia con la etapa groenlandesa entre 11 700 y 8326 B2K.

Calentamiento del siglo XX temprano (ETCW): Período de calentamiento global entre 1910 y 1945, que fue de magnitud comparable (0,5 °C frente a 0,6 °C) al calentamiento del siglo XX tardío (LTCW) entre 1975 y 2000, a pesar de un aumento mucho menor de los niveles de CO2 atmosférico.

Modelo del sistema terrestre: Modelo que incorpora la biogeoquímica y el ciclo del carbono y, a partir de una trayectoria de emisiones, produce un modelo de los niveles atmosféricos de CO2 resultantes.

Vientos alisios: Patrón predominante de vientos superficiales que soplan de este a oeste. En la célula de Hadley se conocen como vientos alisios, y en la célula polar como vientos alisios polares.

Excentricidad: En astrodinámica, la excentricidad es una medida de la elipticidad de una órbita, con un valor entre cero para una órbita circular y uno para una parábola.

Remolino: Corriente de fluido con una dirección diferente a la del flujo general. Son responsables de la mayor parte de la transferencia de energía y momento angular dentro del fluido. El tamaño y el número de remolinos es una medida de la turbulencia. Ejemplos de remolinos atmosféricos son los huracanes, los ciclones y los anticiclones, y las ondas de Rossby. Los remolinos oceánicos son responsables de las corrientes ascendentes y descendentes.

Ciclo solar de Eddy: Periodicidad de la actividad solar de aproximadamente 1000 años, llamada así por John A. Eddy, quien la describió en 1976.

Eemiano: Período estratigráfico en Europa occidental que recibe su nombre del río holandés Eem. El estrato eemiano se data entre 126 000 y 115 000 años antes del presente en el norte de Europa y entre 126 000 y 110 000 años antes del presente en el sur de Europa. También se ha convertido en un nombre popular para el último interglacial antes del Holoceno.

El Niño/Oscilación del Sur (ENSO): Oscilación periódica irregular de 2 a 5 años en las temperaturas de la superficie del mar y la fuerza de los vientos predominantes sobre el océano Pacífico tropical oriental, que afecta al clima de gran parte del mundo.

El Niño: Fase cálida de la Oscilación del Sur El Niño (ENSO) asociada al calentamiento de las aguas superficiales del océano Pacífico centro-oriental y al debilitamiento o inversión de los vientos alisios del este.

Entalpía: La entalpía comprende la energía interna de un sistema, más la cantidad de trabajo necesario para establecer su volumen y presión. Es la expresión preferida de los cambios de energía en muchas disciplinas científicas, ya que los cambios en la entalpía equivalen a la transferencia de energía a través del calor y el trabajo cuando no hay transferencia de materia a presión constante.

Problema del clima equitativo: Se refiere a la incapacidad de los modelos climáticos para reproducir los climas de invernadero del pasado de la Tierra (por ejemplo, el Eoceno temprano o el Cretácico), caracterizados por una reducción de la diferencia de temperatura entre el ecuador y los polos, regiones polares cálidas con una estacionalidad reducida y condiciones sin hielo en ambos polos, sin recurrir a concentraciones de gases de efecto invernadero poco realistas o a parámetros físicos alterados.

Sensibilidad climática al equilibrio (ECS): La cantidad de calentamiento producido por la duplicación de los niveles de CO2 atmosférico después de que los océanos hayan tenido tiempo de equilibrarse.

Altitud de la línea de equilibrio (ELA): La línea en un glaciar que separa la zona de acumulación de hielo de la zona de ablación de hielo. El movimiento de esta línea determina si el glaciar está creciendo o retrocediendo.

EROEI: Retorno energético de la energía invertida. La cantidad de energía obtenida después de descontar la cantidad de energía gastada en obtenerla. Una medida de la eficiencia en la producción de energía.

– F –

Retroalimentación: Se produce cuando parte de la salida de un sistema se añade o se resta a la entrada, modificando el resultado. Las retroalimentaciones amplificadoras son positivas y las amortiguadoras, negativas. Los sistemas dominados por retroalimentaciones negativas son inherentemente estables y los sistemas en los que predominan las retroalimentaciones positivas son inestables.

Capa de hielo fennoscandiana: Capa de hielo que se forma sobre Escandinavia y las zonas circundantes de Eurasia durante los períodos glaciales.

Célula de Ferrel: Parte del patrón de circulación atmosférica propuesto por William Ferrel en 1856 para explicar los patrones de viento predominantes entre las latitudes 35-60° en ambos hemisferios. Parte del aire ascendente a 60° se desvía a gran altitud hacia el oeste y hacia el ecuador, encontrándose con una circulación opuesta de la célula de Hadley a 30° de latitud. Allí desciende y refuerza las crestas de alta presión situadas debajo. A continuación, el aire fluye hacia el este y el norte cerca de la superficie. La célula de Ferrel está impulsada por la existencia de las células de Hadley y Polar, ya que carece de una fuente de calor o sumidero potente. Debido a ello, es una célula más débil con vientos más mezclados, y sus vientos superficiales característicos se denominan vientos dominantes del oeste. La célula de Ferrel no es una representación muy fiel de la realidad, ya que a 10 km de altura suelen encontrarse fuertes vientos del oeste.

Ciclo solar de Feynman: Periodicidad de la actividad solar de unos 100 años, llamada así por Joan Feynman, quien la describió en 1982 basándose en el viento solar y la actividad geomagnética.

Forzamiento: Cualquier proceso o perturbación que impulsa el cambio climático.

– G –

Ga: Giga anni (10^9 años), unidad de tiempo que indica la edad en miles de millones de años desde el presente, tomando como referencia el año 1950.

Modelo de circulación general (MCG): Modelos numéricos que representan los procesos físicos en la atmósfera, el océano, la criósfera y la superficie terrestre.

Altura geopotencial: Es la altura real de una superficie de presión sobre el nivel medio del mar y está relacionada con la densidad del aire que se encuentra debajo. Una altura geopotencial baja indica la presencia de masas de aire frío y denso debajo, mientras que una altura geopotencial alta indica lo contrario. Se mide en metros con respecto a una presión determinada. En un mapa meteorológico, las curvas de altura conectan puntos de igual altura geopotencial.

Ciclo glacial: Alternancia de períodos glaciales e interglaciales durante el Pleistoceno según las frecuencias orbitales de Milankovitch.

Inicio de la glaciación: Transición de un período interglacial a uno glacial. El establecimiento de condiciones glaciales después de un período interglacial es un proceso muy lento que puede durar 15 000 años o más. Se considera generalmente que el inicio de la glaciación comienza cuando las capas de hielo no polares empiezan a crecer y el nivel del mar muestra un descenso marcado.

Período glacial: Intervalo de tiempo dentro de una edad de hielo en el que la temperatura superficial es varios grados inferior a la actual y las capas de hielo polares y montañosas son mucho más extensas, cubriendo gran parte del hemisferio norte.

Terminación glacial: Período de tiempo de entre 5 y 10 kyr en el que se produce la transición de un período glacial a un interglacial. Suele datarse en el punto medio, definido como el momento en que el aumento del nivel del mar alcanza el 50 % de su variación.

Gran crisis del oxígeno: La gran crisis del oxígeno, o gran evento de oxigenación, fue la aparición biológicamente inducida de oxígeno en la atmósfera terrestre al comienzo del eón Proterozoico, hace 2450 millones de años. El oxígeno producido por las cianobacterias fue absorbido primero por el hierro y otros elementos, produciendo miles de nuevos minerales. Cuando comenzó a acumularse en los océanos y la atmósfera, provocó una extinción masiva de las formas de vida anaeróbicas, hasta entonces dominantes. También reaccionó con el metano atmosférico, un gas de efecto invernadero, reduciendo considerablemente su concentración y provocando probablemente la glaciación huroniana, la edad de hielo más larga y dura conocida en la historia de la Tierra.

Efecto invernadero (EIV): Es la diferencia entre la temperatura a la que un planeta debe emitir radiación infrarroja para equilibrar la radiación solar absorbida y la temperatura en su superficie. Se debe principalmente a los gases de efecto invernadero de la atmósfera que absorben y emiten radiación infrarroja. Debido al EIV, la Tierra es 33 °C más cálida de lo que sería con una atmósfera transparente a la radiación infrarroja o sin atmósfera.

Gas de efecto invernadero (GEI): Gas que absorbe y emite energía dentro de la parte infrarroja térmica del espectro. Los principales GE en la atmósfera terrestre son el vapor de agua (H_2Ov), el dióxido de carbono ($CO2$), el metano (CH_4), el óxido nitroso (N_2O), el ozono (O_3), los clorofluorocarbonos (CFC) y los hidrofluorocarbonos (HFC). En climatología, el término puede referirse únicamente a los gases de efecto invernadero no condensables, excluyendo el vapor de agua.

Teoría del efecto invernadero: Teoría que describe cómo la temperatura de la superficie de un planeta, con una atmósfera que contiene gases de efecto invernadero, viene determinada por el equilibrio entre la radiación solar absorbida y la radiación infrarroja emitida. Debido a la presencia de gases de efecto invernadero, la emisión de radiación infrarroja al espacio tiene lugar principalmente desde la atmósfera en lugar de desde la superficie, y la temperatura de la superficie se vuelve más cálida. Los cambios en la cantidad de gases de efecto invernadero provocan un desequilibrio entre la energía absorbida y la emitida, debido a un cambio en la altura de la emisión de radiación infrarroja. El equilibrio se restablece mediante un cambio en la temperatura de la superficie y la atmósfera, lo que provoca un cambio en el clima.

Cronología del núcleo de hielo de Groenlandia 2005 (GICC05): Escala temporal estratigráfica para los núcleos de hielo de Groenlandia desarrollada a partir de los núcleos de hielo NGRIP, GRIP y DYE-3 mediante el recuento de capas anuales que se remonta a 60 202 b2k. Se amplió aún más con un modelo de flujo basado principalmente en NGRIP hasta 104 ka b2k.

Proyecto de núcleos de hielo de Groenlandia (GRIP): Un proyecto de investigación multinacional europeo que entre 1990 y 1992 perforó un núcleo de hielo en la cima de la capa de hielo de Groenlandia. También se refiere al núcleo de hielo producido.

Proyecto de la capa de hielo de Groenlandia 2 (GISP2): Un proyecto de perforación realizado entre 1998 y 1993 en la cima de la capa de hielo de Groenlandia, y el núcleo de hielo que produjo.

Etapa groenlandesa: Primera etapa estratigráfica del Holoceno, entre 11 700 y 8326 B2K.

– H –

HadCRUT: Conjunto de datos sobre la temperatura superficial global elaborado por el Centro Hadley de la Oficina Meteorológica del Reino Unido y la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia. La versión actual es HadCRUT5.

Célula de Hadley: Parte del patrón de circulación atmosférica propuesto por George Hadley en 1735 para explicar los patrones de viento predominantes cerca del ecuador (vientos alisios). La alta insolación en la banda ecuatorial hace que el aire cálido ascienda. A gran altitud, el aire cálido se desplaza hacia los polos y se desvía hacia el este por la fuerza de Coriolis. Al alcanzar los 30° de latitud, el aire desciende y cierra el ciclo desplazándose hacia el ecuador y hacia el oeste en la superficie, creando los vientos alisios (vientos del este).

Ciclo solar de Hale: Ciclo magnético solar de aproximadamente 22 años descubierto por George Ellery Hale en 1919, que comprende dos ciclos de manchas solares de 11 años, durante los cuales la polaridad de los campos magnéticos polares solares y la polaridad de los pares de manchas solares se invierten dos veces.

Haloclina: Capa de agua que presenta un fuerte gradiente vertical de salinidad y separa dos zonas con cambios de salinidad más moderados. Debido al efecto de la salinidad en la densidad del agua, la haloclina desempeña un papel importante en la estratificación vertical del agua, limitando en gran medida el intercambio vertical de masa, calor, sal, iones y nutrientes.

Evento Heinrich (HE): Evento climático recurrente durante el período glacial responsable del depósito de una capa muy prominente de detritos transportados por el hielo en el fondo del océano Atlántico Norte. Fueron descubiertos por Hartmut Heinrich en 1988. Los eventos Heinrich constituyen períodos de actividad muy intensa de icebergs, indicativos de un colapso masivo en los límites atlánticos de las capas de hielo. Coinciden con períodos más fríos en Groenlandia y períodos de calentamiento en la Antártida. Hay seis de ellos entre 60 y 17 ka, siendo el Younger Dryas posiblemente el más reciente.

Hiatus: En climatología, cada periodo de tiempo durante la era instrumental de las mediciones de temperatura (desde 1850) en el que se ha producido poco o ningún calentamiento. Los hiatus parecen ser la fase baja de una periodicidad de unos

65 años. El primer hiato tuvo lugar entre 1879 y 1909. El segundo hiato se produjo entre 1944 y 1974. El tercer hiato comenzó alrededor de 1998 y aún continúa.

Holoceno: Época interglacial y geológica actual. La base del Holoceno ha sido definida estratigráficamente en 11 700 B2K (11 650 BP) por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas.

Óptimo Climático del Holoceno (HCO): Periodo dentro del Holoceno en el que se alcanzaron las temperaturas medias globales más altas. Aunque su duración varió entre las diferentes regiones, a nivel mundial se puede considerar que tuvo lugar aproximadamente entre 9600 y 5500 BP.

Máximo Térmico del Holoceno: Nombre alternativo del Óptimo Climático del Holoceno.

Efecto Holton-Tan: Fenómeno en el que la fuerza del vórtice polar estratosférico invernal del norte se sincroniza con la oscilación cuasi bienal ecuatorial. El vórtice se hace más fuerte y frío cuando la QBO se encuentra en su fase occidental, y más débil y cálido cuando se encuentra en su fase oriental.

Hipstermal: Nombre alternativo del Óptimo Climático Holoceno.

– I –

Edad de Hielo: Cualquier período geológico de la historia de la Tierra caracterizado por la presencia de grandes capas de hielo continentales. Actualmente nos encontramos en la Edad de Hielo Cuaternaria, ya que tanto Groenlandia como la Antártida están cubiertas por capas de hielo. Dentro de una edad de hielo se alternan períodos glaciales más fríos, o stadiales, e interglaciales más cálidos, o interstadiales. Históricamente y popularmente, el término «edad de hielo» se utiliza como sinónimo de períodos glaciales, lo que genera confusión.

Detritos transportados por el hielo (IRD): Depósitos de material, normalmente de origen petrológico, que se encuentran en el fondo de una masa de agua y que han sido transportados por el hielo. Durante el Pleistoceno, el transporte de sedimentos por los icebergs a zonas con altas tasas de fusión de icebergs fue uno de los principales mecanismos de transporte de sedimentos. La naturaleza mineralógica de los sedimentos permite rastrear el origen regional de los icebergs responsables del transporte.

Piscina cálida del Indo-Pacífico (IPWP): Gran área ($>30 \times 10^6$ km^2) en el océano Pacífico tropical occidental y el océano Índico oriental, que ocupa aproximadamente el 7 % de la superficie del planeta y se encuentra permanentemente por encima de los 28 °C. La alta temperatura provoca una convección profunda, que produce nubes que se elevan hasta 15 km de altura y dan lugar a importantes efectos de circulación atmosférica. Es un componente importante del sistema climático global.

Radiación infrarroja (IR): Radiación con una longitud de onda entre 0,75 y 1000 μm. La IR relevante para el clima es la infrarroja térmica, entre 3 y 15 μm.

Interferometría: Técnica basada en la superposición de ondas electromagnéticas para extraer información de su interferencia. En radioastronomía, la interferometría de muy larga base permite determinar con precisión el momento de llegada de una señal procedente de una fuente muy lejana mediante relojes atómicos situados en radiotelescopios distantes, con el fin de obtener imágenes de fuentes cósmicas remotas y realizar astrometría. Cuando se utiliza a la inversa, permite medir con precisión los cambios en la velocidad de rotación de la Tierra y cartografiar los movimientos tectónicos.

Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC): Órgano de las Naciones Unidas encargado de elaborar informes que evalúan los datos científicos publicados sobre el cambio climático.

Interstadial: Intervalo cálido dentro de una secuencia temporal climatológica.

Zona de convergencia intertropical (ITCZ): Es el ecuador climático del planeta, la zona que rodea la Tierra donde convergen los vientos alisios del noreste y del sureste, produciendo lo que los marineros conocen como calmas. Está formada por una alta insolación tropical que impulsa la convección de aire cálido y húmedo, formando la rama ascendente de la célula de Hadley. A medida que el aire asciende, se enfría formando una banda de nubes y tormentas eléctricas que rodean el globo cerca del ecuador. La ubicación de la ITCZ varía a lo largo de las estaciones, desplazándose hacia el norte de enero a julio y hacia el sur de julio a enero, siguiendo la banda de máximo flujo solar. Los monzones tropicales están relacionados con la posición de la ITCZ, y los cambios a largo plazo en su posición debido a los cambios en la insolación derivados de los cambios de precesión y oblicuidad tienen un efecto muy importante en la evolución del paleoclima.

– L –

La Niña: Fase fría de la Oscilación del Sur El Niño (ENSO) asociada a aguas superficiales frías en el océano Pacífico centro-oriental y al fortalecimiento de los vientos alisios del este.

Último Máximo Glacial (LGM): Periodo de la última glaciación en el que las capas de hielo alcanzaron su máxima extensión. Se define en función del nivel del mar, que se situaba 125 metros por debajo del nivel actual entre 26,5 y 19,0 ka.

Edad de Hielo del Cenozoico Tardío: La edad de hielo actual, que comenzó hace 33,9 Ma en el límite entre el Eoceno y el Oligoceno con el inicio de la glaciación antártica. Abarca la segunda mitad de la Era Cenozoica.

Holoceno tardío: Última parte tras dividir el Holoceno en tres períodos de duración similar. Anteriormente tenía una duración variable en función de la zona y el proxy estudiado, pero en 2018 la Unión Internacional de Ciencias Geológicas estableció su correspondencia con la etapa Meghalayan, desde 4250 B2K hasta la actualidad.

Calentamiento de finales del siglo XX (LTCW): El período de calentamiento global entre 1975 y 2000, que fue de magnitud comparable (0,6 °C frente a 0,5 °C) al calentamiento de principios del siglo XX (ETCW) entre 1910 y 1945, a pesar de un aumento mucho mayor de los niveles de CO2 atmosférico.

Gradiente de insolación latitudinal (LIG): Gradiente determinado por el ángulo de incidencia de la radiación solar en la cantidad de energía recibida del sol en un periodo de tiempo en la superficie del planeta (por ejemplo, kWh/m^2/día), que varía con la latitud. Este gradiente actúa sobre el sistema climático a través del calentamiento solar diferencial, que determina el gradiente de temperatura latitudinal de la Tierra que impulsa la circulación atmosférica y oceánica y crea las diferentes zonas climáticas. El LIG cambia con las estaciones y, en escalas temporales más largas, con los cambios en la oblicuidad y la precesión.

Gradiente de temperatura latitudinal (LTG): Gradiente de temperatura superficial, determinado principalmente por el calentamiento solar diferencial, que cambia con la latitud, y por la eficiencia del transporte de calor desde los trópicos hacia los polos. El LTG impulsa la circulación atmosférica y oceánica y crea las diferentes zonas climáticas. El LTG cambia con las estaciones y, en escalas temporales más largas, con los cambios en la oblicuidad y la precesión, pero a diferencia del LIG, también cambia cuando se produce un cambio latitudinal en las temperaturas superficiales, como en el caso de la amplificación del calentamiento del Ártico. El LTG es una propiedad fundamental del sistema climático del planeta.

Capa de hielo de Laurentide: Capa de hielo que se forma sobre América del Norte durante los períodos glaciales.

Duración del día (LOD): Medida de las fluctuaciones en la duración del día determinada por la diferencia entre la duración astronómica del día y los 86 400 segundos del sistema internacional.

Cultura de la cerámica lineal (LBK): Linearbandkeramik (alemán), la primera cultura neolítica de Europa Central entre 7550 y 6950 a. C.

Pequeña Edad de Hielo (LIA): Intervalo climático posterior al período cálido medieval caracterizado por el enfriamiento y la expansión de los glaciares de montaña. No hay acuerdo sobre la duración de la LIA. En este libro se considera que la LIA comenzó después de la erupción de Samalas en 1257 y terminó después de que desaparecieran los efectos de la erupción de Cosigüina en 1835, abarcando el período 1258-1840.

Paradoja del gradiente bajo: Paradoja física planteada por los climas equitativos con polos cálidos que requieren flujos meridionales de calor más intensos para mantener temperaturas suaves en las latitudes altas, al tiempo que se evita que las latitudes bajas se calienten en exceso, y el punto de vista de la teoría de la turbulencia, según el cual el flujo de calor meridional es proporcional al gradiente de temperatura meridional.

Lunisolar: Causado tanto por el sol como por la luna.

– M –

Anomalía climática medieval: Sinónimo de período cálido medieval.

Período cálido medieval (MWP): Intervalo climático posterior al período frío de la Edad Media y anterior a la Pequeña Edad de Hielo, caracterizado por el calentamiento y la contracción de los glaciares de montaña. Suele datarse entre los años 950 y 1250 d. C.

Meditermal: La última parte de una división tripartita del Holoceno basada en la palinología (ciencia del polen) propuesta por Ernst Antevs en 1948 y publicada como Secuencia Climática Neotérmica. Significa período de temperatura intermedia y corresponde a la Neoglaciación.

Etapa Meghalayan: La última etapa estratigráfica del Holoceno, desde 4250 B2K hasta el presente.

Pulso de agua de deshielo: Aceleración del aumento del nivel del mar como resultado de las explosiones de agua de deshielo glacial y/o del aumento considerable de la producción de icebergs durante los períodos de colapso de las capas de hielo. Las tasas de aumento del nivel del mar durante los pulsos de agua de deshielo pueden haber sido de 35 a 60 mm/año y persistir durante varios siglos. El aumento de la aportación de agua dulce fría al océano puede haber tenido importantes efectos climáticos, afectando también a las corrientes oceánicas y a la estratificación vertical del agua.

Transición del Holoceno Medio (MHT): Período de tiempo comprendido entre aproximadamente 6000 y 4800 BP que marca el final del Óptimo Climático del Holoceno y el comienzo del Período Neoglacial, cuando se produjo una reorganización completa del clima de la Tierra. La causa principal de este cambio climático global fue la redistribución de la energía solar, al alcanzar su máximo nivel la disminución de la insolación estival en el hemisferio norte. Esto provocó un desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical, lo que causó un aumento de la sequía y la desertificación en torno a los 30° de latitud norte en América del Sur, África y Asia. También provocó un aumento de la amplitud de la Oscilación del Sur El Niño.

Transición del Pleistoceno Medio (MPT): Periodo de tiempo en la transición del Pleistoceno Temprano al Pleistoceno Medio, desde aproximadamente 1,25 hasta 0,7 Ma, caracterizado por una reducción de la frecuencia de los interglaciales

y la aparición de una periodicidad de unos 100 kyr en los registros de $\delta^{18}O$. Una vez finalizada la MPT, terminó el enfriamiento del Pleistoceno y el aumento de los niveles de hielo a nivel mundial.

Holoceno medio: Segunda parte tras dividir el Holoceno en tres períodos de duración similar. Anteriormente tenía una duración variable en función de la zona y el proxy estudiado, pero en 2018 la Unión Internacional de Ciencias Geológicas estableció su correspondencia con la etapa Northgrippiana, entre 8326 y 4250 B2K.

Teoría de Milankovitch: Teoría propuesta por Milutin Milanković en 1920 para explicar la alternancia de períodos interglaciales y glaciales durante el Pleistoceno como resultado de cambios de largo período en la órbita de la Tierra causados por la atracción gravitatoria del Sol, la Luna y los planetas. En 1976 se demostró que los proxies climáticos del Pleistoceno siguen las frecuencias orbitales propuestas por Milanković.

Calentamiento global moderno (MGW): El período de calentamiento de unos 300 años desde el final de la Pequeña Edad de Hielo, entre 1650 y 1700, hasta la actualidad.

Máximo solar moderno (MSM): El período comprendido entre 1935 y 2004, definido por los ciclos solares 17-23, que constituye el período más largo en el registro de manchas solares con una actividad solar decenal superior a la media.

– N –

Índice PDO del NCEI: Índice de Oscilación Decenal del Pacífico elaborado por los Centros Nacionales de Información Ambiental a partir del conjunto de datos de temperatura de la superficie del mar ERSST de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica. El índice PDO del NCEI sigue de cerca el índice PDO de Mantua.

Período neoglacial: Período del Holoceno comprendido entre aproximadamente 5200 y 400 BP, caracterizado por un aumento del avance de los glaciares a nivel mundial y una disminución de la temperatura global. Se cree que fue impulsado por la disminución de la oblicuidad de la Tierra y de la insolación en el verano boreal debido a la precesión.

Neoglaciación: Tendencia al avance de los glaciares a nivel mundial tras el Óptimo Climático del Holoceno, identificada y denominada por François Matthes en la década de 1940.

Precesión nodal: Precesión del plano orbital de un satélite alrededor del eje de rotación del cuerpo principal. En el caso de la Luna, es el tiempo que tarda el nodo ascendente en recorrer 360° con respecto al equinoccio vernal. Es de aproximadamente 18,6 años.

Corriente del Atlántico Norte (NAC): Corriente que se origina entre los Grandes Bancos y la Dorsal Mesoatlántica con aguas de la Corriente del Golfo y la Corriente de las Aguas de la Vertiente, caracterizada por su temperatura cálida y alta salinidad. Se mezcla con las aguas frías polares del norte procedentes del giro subpolar y se ramifica en las corrientes de Irminger, Noruega y Canarias.

Agua profunda del Atlántico Norte (NADW): Capa fría (2,2-3,5 °C), con alta salinidad, alto contenido de oxígeno y bajos niveles de nutrientes, que ocupa el nivel de profundidad de 1500-3500 a lo largo del Atlántico. Sus fuentes son los mares nórdicos, el mar de Labrador y el mar Mediterráneo. Fluye hacia el sur con el tiempo, formando parte de la circulación termohalina y cerrando el ciclo de la circulación atlántica.

Oscilación del Atlántico Norte (NAO): Dipolo norte-sur de variabilidad de la presión atmosférica sobre el Atlántico Norte que muestra importantes teleconexiones climáticas. Uno de los centros del dipolo se encuentra sobre Groenlandia y el otro centro, de signo opuesto, se encuentra en el Atlántico Norte Central, entre 35 y 40° N. El índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) se construye a partir de la diferencia de presión entre la baja de Islandia y la alta de Azores. La oscilación alterna entre un modo positivo, con una baja de Islandia fuerte y una alta de Azores, y un modo negativo, con una baja de Islandia débil y una alta de Azores. Las fases positivas fuertes de la NAO muestran temperaturas superiores a la media en el este de Estados Unidos y el norte de Europa, y temperaturas inferiores a la media en Groenlandia y, a menudo, en el sur de Europa y Oriente Medio. También se asocian con precipitaciones invernales superiores a la media en el norte de Europa y Escandinavia, y precipitaciones invernales inferiores a la media en el sur y el centro de Europa. Durante las fases negativas fuertes de la NAO se observan normalmente patrones opuestos de anomalías de temperatura y precipitación.

Proyecto de perforación del hielo del Eem en el norte de Groenlandia (NEEM): Proyecto internacional que entre 2007 y 2012 logró obtener un núcleo de hielo del noroeste de Groenlandia que contenía hielo del interglacial Eem y del período glacial anterior.

Proyecto de perforación de núcleos de hielo del norte de Groenlandia (NGRIP): Un proyecto multinacional europeo de perforación que entre 1999 y 2004 obtuvo un núcleo de 105 ka en el centro de Groenlandia.

Etapa Northgrippiana: La segunda etapa estratigráfica del Holoceno, entre 8326 y 4250 B2K.

– O –

Oblicuidad: Ángulo entre el plano orbital de la Tierra (eclíptica) y el plano ecuatorial, también llamado inclinación axial. Puede variar entre 22,1° y 24,5°, y actualmente es de 23°26′ (23,44°) y está disminuyendo. Es el principal parámetro de Milankovitch para el forzamiento orbital del clima, responsable del espaciamiento y la aparición de los interglaciales.

Índice oceánico de El Niño (ONI): Índice de El Niño/Oscilación del Sur de la NOAA basado en la temperatura de la superficie del mar en la región de El Niño 3.4 (5°N-5°S, 120-170°O).

Índice de dependencia de la tercera edad: Población de 65 años o más dividida por la población de 16 a 64 años. Medida de la carga económica que supone el envejecimiento de la población.

Dryas más antigua: Período más frío en la región del Atlántico Norte, de unos 200 años de duración, alrededor del 14 000 BP, dentro del Interstadial 1 de Groenlandia (stadial Bølling-Allerød), correspondiente al GI-1d, caracterizado palinológicamente por la abundancia de hojas de *Dryas octopetala* en los sedimentos lacustres y turberas de Escandinavia.

Dryas más antigua: El período frío anterior al inicio de la oscilación de Bølling, hace 14 700 años. No está bien definido y está en gran parte en desuso, coincidiendo con el evento Heinrich 1 (16,8-14,7 kyr BP) después del Último Máximo Glacial. Se caracteriza por la abundancia de hojas de *Dryas octopetala* en los sedimentos lacustres y turberas de Escandinavia.

Precesión orbital: Véase «precesión apsidal».

Sintonización orbital: Proceso de ajuste de la escala temporal de un registro geológico o climático para que las fluctuaciones observadas se correspondan con los cambios orbitales calculados. Si las características del registro no se corresponden con los cambios orbitales elegidos, puede producirse una sintonización excesiva, lo que da lugar a un razonamiento circular.

– P –

Oscilación decenal del Pacífico (PDO): Modo de variabilidad climática en el Pacífico Norte con amplias teleconexiones. Se define como el patrón principal de las anomalías de la temperatura superficial del mar en la cuenca del Pacífico Norte. Está fuertemente influenciado por el ENOS y representa una envolvente a largo plazo de la variabilidad del ENOS. Sus fases pueden durar décadas y, cuando son positivas, presentan anomalías negativas de la TSM en el centro y oeste del Pacífico Norte y anomalías positivas de la TSM en el este del Pacífico Norte, y lo contrario cuando son negativas. Una imagen especular débil de estas anomalías se produce en todo el Pacífico Sur.

Máximo térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM): Una excursión muy grande del isótopo de carbono $\delta^{13}C$ que tuvo lugar aproximadamente hace 55,5 Ma y fue contemporánea a una anomalía significativa del isótopo de oxígeno y del calor. El tamaño y el agotamiento del ^{13}C de la excursión han hecho que la explicación más aceptada sea una gran liberación de clatratos de metano.

Palinología: Estudio del polen vegetal, las esporas y ciertos organismos planctónicos microscópicos (denominados colectivamente palinomorfos) tanto en forma viva como fósil.

Pausa: Véase hiato.

Ciclo solar pentadecadal: Reducción estadísticamente débil de la actividad solar cada 50 años aproximadamente, respaldada por el análisis de la frecuencia del ^{10}Be cosmogénico en el núcleo de hielo antártico DYE-3 resuelto anualmente.

Perigeo: Punto de menor distancia en la órbita de cualquier satélite de la Tierra.

Perigeo: Punto de una órbita que está más cerca del sol. En el caso de la Tierra, se produce actualmente alrededor del 4 de enero.

Trazador petrológico: Sedimento mineral cuyo origen puede rastrearse hasta formaciones geológicas dentro de una determinada región.

Glaciación del Pleistoceno: También conocida como glaciación cuaternaria, comprende los últimos 2,59 millones de años de la Edad de Hielo del Cenozoico tardío, cuando las capas de hielo del hemisferio norte comenzaron a crecer fuera de Groenlandia a intervalos regulares. Se eligió el límite de 2,59 Ma como punto conveniente dentro de un período de enfriamiento global con fases de enfriamiento importantes entre 2,8 y 2,4 Ma y evidencia de frío en latitudes medias en el momento del cierre del istmo de Panamá.

Célula polar: Parte del patrón de circulación atmosférica. El aire muy frío a gran altitud en las regiones polares desciende creando una zona de alta presión y se desplaza hacia el ecuador y hacia el oeste en la superficie (vientos alisios polares) hacia el paralelo 60°, donde se encuentra con vientos más cálidos y húmedos procedentes de la célula de Ferrel. El aire asciende y se diverge, y parte de él se desplaza hacia el polo y hacia el este a gran altitud para cerrar el bucle.

Índice de circulación polar (PCI): Parámetro estadístico introducido por Paul Mayewski en 1994 para medir los cambios en el tamaño relativo y la intensidad del sistema de circulación atmosférica que transportaba masas de aire a Groenlandia, a partir de la función ortogonal empírica principal de los datos químicos de los núcleos de hielo.

Balancín polar: Hipótesis que explica por qué los cambios de temperatura en las dos regiones polares estaban desfasados en determinados momentos durante el último período glacial. Se propone que la circulación termohalina del Atlántico es responsable del transporte variable de calor que conduce al calentamiento o enfriamiento alternativo de los polos.

Vórtice polar: Gran región de aire frío de baja presión que gira ciclónicamente (en sentido horario en el hemisferio sur y antihorario en el hemisferio norte) alrededor de ambos polos y que se manifiesta tanto en la troposfera como en la estratosfera. El vórtice polar estratosférico es un fenómeno que se produce entre otoño y primavera, mientras que el vórtice polar troposférico suele persistir, aunque debilitado, durante el verano.

Precesión: En un cuerpo o sistema giratorio, la precesión es el cambio relativamente lento (con respecto a la velocidad de rotación) en la orientación del eje de rotación. La precesión axial de la Tierra es responsable del lento desplazamiento de los equinoccios (y las estaciones) a lo largo de su órbita, con repercusiones climáticas muy importantes, lo que constituye

uno de los forzamientos orbitales de Milankovitch. La órbita de la Tierra alrededor del Sol también tiene un eje de rotación que presenta precesión (precesión apsidal), lo que modifica las frecuencias de la precesión de los equinoccios.

– Q –

Oscilación cuasi bienal (QBO): Es una oscilación cuasi periódica en los fuertes vientos estratosféricos que rodean el planeta a gran altura sobre el ecuador, descendiendo aproximadamente 1 km al mes. El nuevo cinturón que se forma sobre el antiguo tiene una orientación opuesta. A una altura determinada (medida a 30 hPa), los vientos del oeste y del este se alternan cada 14 meses aproximadamente. La amplitud de la fase este (QBOe, valores negativos de la velocidad del viento) es aproximadamente el doble que la de la fase oeste (QBOw, valores positivos de la velocidad del viento) y dura un poco más, pero los vientos del este de baja velocidad (–5–0 m/s) se comportan como vientos del oeste. El QBO tiene importantes repercusiones en el clima del hemisferio norte, especialmente durante los inviernos, ya que afecta a la intensidad del vórtice polar y de la corriente en chorro.

Cuaternario: El actual y más reciente de los tres períodos de la era Cenozoica, que abarca los últimos 2,59 millones de años y se divide en dos épocas: el Pleistoceno (2,59 Ma a 11,7 ka) y el Holoceno (11,7 ka a la actualidad).

Glaciación cuaternaria: Véase Glaciación del Pleistoceno.

– R –

Forzamiento radiativo (RF): Cambio neto en el balance energético del sistema terrestre debido a alguna perturbación impuesta.

Trayectoria de concentración representativa (RCP): Trayectoria de concentración de gases de efecto invernadero adoptada por el IPCC para sus informes de evaluación con el fin de modelar el cambio climático.

Efecto Revelle: El bajo aumento de CO2 en el océano, de aproximadamente 1/10, que se produce como consecuencia del aumento de CO2 en la atmósfera. Se debe al efecto tampón de las especies de carbono inorgánico disuelto que regulan la cantidad de CO2 en el agua según el factor Revelle. El efecto Revelle contribuye al aumento de los niveles de CO2 en la atmósfera.

Factor Revelle: Relación entre el cambio instantáneo de CO2 y el cambio en las especies de carbono inorgánico disuelto que determina la capacidad tampón del agua del océano. Está inversamente correlacionado con la cantidad de carbono inorgánico disuelto, con la capacidad tampón del agua del océano y con la capacidad del océano para absorber el aumento de CO2 atmosférico. El factor Revelle tiene valores diferentes en distintas partes de los océanos.

Período cálido romano (RWP): Intervalo climático muy largo después del evento 2,8 Ka y antes del período frío de la Edad Media, caracterizado por el calentamiento y la contracción de los glaciares de montaña. Algunos autores lo sitúan entre 2500 y 1600 BP (550 a. C. - 350 d. C.), mientras que otros lo restringen a 250 a. C. - 350 d. C. Las pruebas históricas y climáticas sugieren que el período cálido romano podría haber sido tan cálido o más que el actual.

Onda de Rossby: también llamada onda planetaria, es un tipo de onda inercial generada en los planetas en rotación debido a las diferencias en el efecto Coriolis con la latitud. Las ondas atmosféricas de Rossby son enormes meandros en los vientos de gran altitud con longitudes de onda de varios cientos de kilómetros. Las ondas oceánicas de Rossby son mucho más pequeñas y generalmente están asociadas a la termoclina.

– S –

Sapropel: Sedimentos de color oscuro de deposición marina, estuarina o lacustre, ricos en materia orgánica derivada de plantas y animales acuáticos. Los sapropeles mediterráneos reflejan las variaciones monzónicas causadas por los cambios orbitales de Milankovitch.

Ciclo solar de Schwabe: Periodicidad de la actividad solar de aproximadamente 11 años, llamada así por Samuel Heinrich Schwabe, quien la describió en 1843. Tradicionalmente se mide contando el número de manchas solares en el sol.

Estacionalidad: Variación entre las estaciones. En paleoclimatología, la diferencia entre las estaciones ha cambiado a lo largo del tiempo con los cambios en la insolación ligada a la precesión. Actualmente, los inviernos del hemisferio norte son más cálidos y los veranos más fríos que durante el Holoceno temprano, lo que muestra una disminución de la estacionalidad a lo largo del tiempo.

Estadio: Intervalo frío dentro de una secuencia temporal climatológica.

Hipótesis de la onda estadial: Hipótesis propuesta por Marcia Glaze Wyatt en 2012 sobre una señal climática que varía en varias décadas y se propaga por el hemisferio norte dentro de una secuencia en red de índices sincronizados del océano, la atmósfera y el hielo marino. Todos los índices varían en la misma escala temporal, de aproximadamente 64 años de pico a pico a lo largo del siglo XX, con un índice que precede al siguiente en un orden constante de avance y retraso.

Ecuación de Stefan-Boltzmann: Ecuación que describe la ley de Stefan-Boltzmann, que relaciona la energía radiada por un cuerpo con su temperatura.

Estratigrafía: Rama de la geología dedicada al estudio de las capas de rocas de origen sedimentario y volcánico, sus sucesiones y su interpretación en términos de una escala temporal general. Constituye la base de la geología histórica.

Efecto Suess: El agotamiento de los isótopos pesados de carbono ^{14}C y ^{13}C debido a la quema de combustibles fósiles. Debido a su origen biológico, los combustibles fósiles son pobres en ^{13}C estable, que es rechazado por los organismos fotosintéticos, y debido a su origen antiguo son pobres en ^{14}C debido a la desintegración radiactiva.

Resumen para responsables de políticas (SPM): Resumen de los informes del IPCC destinado a ayudar a los responsables de políticas. El formulario es aprobado línea por línea por los gobiernos.

Syzygy: Configuración en línea recta de tres o más cuerpos celestes en un sistema gravitatorio.

– T –

Tephra: Todos los materiales piroclásticos sólidos, como cenizas, polvo, escorias o bloques, que son expulsados al aire durante una erupción volcánica.

Termoclina: Capa delgada en una gran masa de fluido que separa una zona con mayor mezcla de temperatura de una zona con menor mezcla de temperatura, lo que da lugar a una velocidad de cambio de temperatura más rápida que por encima y por debajo.

Circulación termohalina (THC): También llamada Gran Corriente Oceánica. El componente principal de la circulación oceánica general por debajo de la superficie y en profundidad, controlada por las diferencias de temperatura y salinidad. El agua fría y salada se hunde principalmente en las regiones polares y fuera del Mediterráneo y se extiende lentamente por el resto de los océanos antes de resurgir en múltiples lugares como agua fría, menos salina y rica en nutrientes, que se calienta y aumenta su salinidad a medida que se desplaza hacia las zonas de hundimiento. En el proceso, transporta enormes cantidades de calor, nutrientes e iones a grandes distancias. Es responsable de parte del transporte de calor desde el ecuador hacia los polos y une ambos polos mediante el balancín polar.

Par: Medida de la fuerza que hace que un objeto gire adquiriendo aceleración angular. Es igual al producto de la magnitud de la fuerza por la distancia desde su punto de aplicación al eje de rotación.

Irradiancia solar total (TSI): Cantidad total de radiación solar en W/m^2 recibida fuera de la atmósfera terrestre en una superficie normal a la radiación incidente y a la distancia media de la Tierra al Sol. Solo se puede medir de forma fiable desde satélites y los registros se remontan únicamente a 1978. La variación del ciclo solar de la TSI es del orden del 0,1 %.

Línea forestal: El límite del hábitat, en altitudes elevadas o latitudes altas, más allá del cual no pueden crecer los árboles.

Sintonización: Véase sintonización orbital.

Turbidita: Depósito sedimentario formado por material que ha descendido por la pendiente pronunciada del borde de una plataforma continental debido a corrientes de turbidez inducidas por la gravedad.

– V –

Varva: Capa sedimentaria en el fondo de una masa de agua depositada en el transcurso de un año, que puede presentar dos capas alternas de limo o arcilla más fina y más gruesa, lo que refleja las diferencias en la sedimentación estacional a lo largo del año.

– W –

Vientos del oeste: Patrón dominante de vientos superficiales que soplan de oeste hacia este. En la celda de Ferrel se conocen como vientos del oeste predominantes.

– Y –

Younger Dryas (YD): El último estadio glacial de Groenlandia, GS-1, entre 12 900 y 11 700 BP, antes del Holoceno. Tuvo lugar durante el final de la glaciación y provocó un cambio en las condiciones climáticas de la región del Atlántico Norte con efectos en todo el mundo. Algunos investigadores lo consideran un evento Heinrich (HE) causado por el colapso de los márgenes oceánicos de las capas de hielo, acompañado de depósitos de hielo a la deriva en el fondo del Atlántico Norte, y que terminó en el último evento abrupto de Dansgaard-Oeschger, al igual que otros HE. Se caracteriza por la abundancia de hojas de *Dryas octopetala* en los sedimentos lacustres y turberas de Escandinavia.